

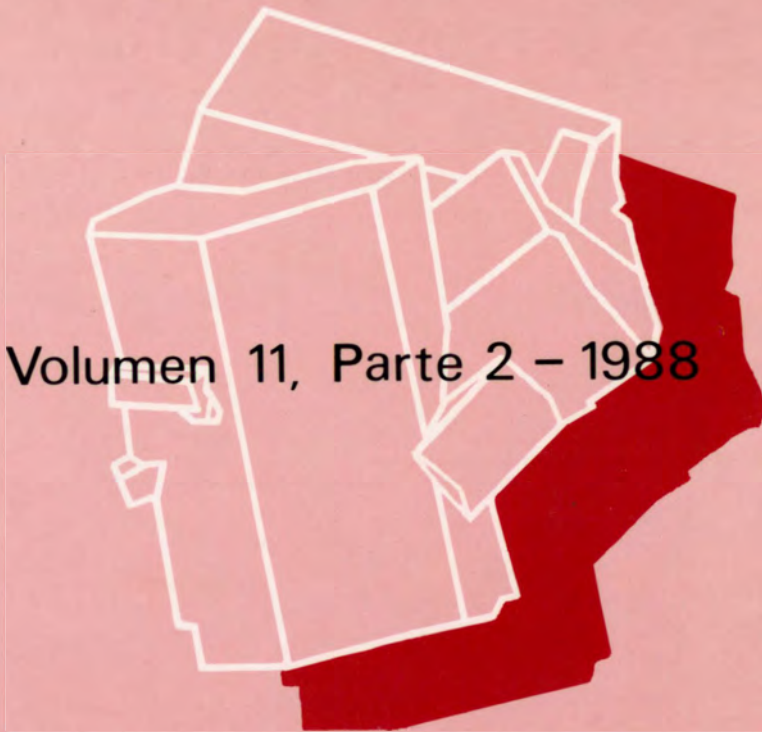
# Boletín de

la Sociedad Española de

# Mineralogía

Una revista europea de Mineralogía, Petrología,  
Geoquímica y Yacimientos Minerales

Directora: P. Fenoll Hach-Alí



Volumen 11, Parte 2 – 1988

Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía y la Sociedad Geológica de España, con la colaboración financiera de la Secretaría de Estado para Universidades e Investigación

Alenza, 1 - 28003 MADRID

La Sociedad Española de Mineralogía creada en 1976 por un grupo de universitarios y amantes del estudio de los minerales, constituye la sociedad nacional para aquellas ciencias en las que los minerales son especial objeto de estudio. De este modo pretende promover y organizar trabajos de investigación y de desarrollo en los ámbitos de conocimiento de la Mineralogía, Cristalografía, Petrología, Geoquímica y Yacimientos Minerales. Esta sociedad se ha propuesto el doble objetivo de hacer progresar la investigación y la enseñanza en los citados campos científicos y desarrollar paralelamente una labor divulgativa entre el gran público de aficionados a los minerales. En la actualidad cuenta con más de cuatrocientos cincuenta socios, entre universitarios, profesionales de la geología y amantes del mundo mineral, procedentes de todos los puntos de la geografía española, encontrándose incorporados a ella algunos científicos de otros países.

Sus actividades las divide en dos campos: uno divulgativo que comporta la organización de Excursiones de reconocimiento mineralógico, Conferencias y Muestras de minerales (y fósiles), con la publicación de un *Suplemento Divulgativo e Informativo* de carácter trimestral, y otro, decididamente científico, empeñado en promover la organización de Reuniones Científicas anuales, cuyos resultados aparecen publicados en el *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, de periodicidad anual, una vez que han sido aceptados por el comité de redacción tras su revisión por especialistas. Son los Departamentos de Mineralogía de las diferentes universidades españolas los que, desde el nacimiento de esta sociedad, se encargan de organizar estas reuniones. Esta sociedad mantiene amistosas relaciones con las principales sociedades geológicas españolas (Sociedad Española de Arcillas, Sociedad Geológica de España, Asociación de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales, etc.), siendo frecuente que organicen sus reuniones científicas en colaboración.

Desde 1987 esta sociedad se encarga de conectar el mundo científico de la mineralogía española con el de otras sociedades europeas semejantes (Société Française de Mineralogie et de Cristallographie, Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Mineralogical Society of Great Britain, etc) a través del Grupo Europeo de Mineralogía (Group of European Mineralogist, G.E.M.). El G.E.M. representa a 14 sociedades europeas de Mineralogía: Alemania, Austria, Bélgica, Dinamarca, España, Finlandia, Francia, Gran Bretaña e Irlanda, Holanda, Italia, Noruega, Portugal, Suecia y Suiza. Esta asociación edita cada año un INDEX que incluye los trabajos publicados en las revistas europeas de Mineralogía (Bulletin de Minéralogie, Fortschritte der Mineralogie, Mineralogical Magazine, Rendiconti de la SIMP y Schweizerische und Petrographische Mitteilungen). En orden a ser incluidos en este Index el *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* irá modificando su formato y algunas normas de su edición, para conseguir la homologación con el resto de las revistas europeas.

## Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

Volumen 11, Parte 2, 1988

Directora: P. Fenoll Hach-Alí. Univ. Granada.

Secretario de edición:

J. F. Rodríguez Gordillo; Univ. Granada.

Comité Editorial: C. Ayora, Univ. Barcelona; C. Casquet, Univ. Comp. Madrid; J. M. García Ruiz, Univ. Cádiz; I. Gil Ibarguchi, Univ. País Vasco; J. M. Herrero, Univ. País Vasco; F. López Aguayo, Univ. Zaragoza; J. López Ruiz, CSIC Madrid; E. Martínez, Univ. Oviedo; M. Ortega, Univ. Granada; A. Pesquera, Univ. País Vasco; M. Rodríguez Gallego, Univ. Granada; F. Velasco, Univ. País Vasco; N. Velilla, Univ. Granada.

**Inscripciones.**- Esta Revista se envía directamente a todos los miembros de la sociedad que mantienen actualizada su cotización. Sin embargo, los no asociados y entidades que deseen obtenerla pueden solicitar su recepción mediante el pago de un abono de 2.500 Ptas por ejemplar, en concepto de costes de edición, dirigiéndose a la Secretaría: Sociedad Española de Mineralogía, C/ Alenza, 1 (Despacho 201), 28003-MADRID. Para inscribirse como socio los candidatos deberán cumplimentar su solicitud (Boletín de Inscripción), obligándose a pagar una cuota anual, lo que les dará derecho a asistir a las reuniones y recibir la documentación que periódicamente se distribuye entre los socios, incluido el Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía. Todo cambio de dirección deberá ser notificado al Secretario de la sociedad, para evitar la devolución de correspondencia.

# **Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía**

---

Vol. 11 - 2

Periodicidad anual

I.S.S.N. 0210-6558

---

VIII REUNIÓN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE  
MINERALOGÍA

II CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Granada, 27 Junio - 1 Julio, 1988

**Volumen 11, Parte 2, 1988**

(Resúmenes de Comunicaciones)

**Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía y  
la Sociedad Geológica de España, con la colaboración de  
Universidad de Granada,  
Consejo Superior de Investigaciones Científicas y  
la Secretaría de Estado para Universidades e Investigación.**

---

**Sociedad Española de Mineralogía  
Alenza, 1 - 28003 MADRID**

# **Sociedad Española de Mineralogía**

## **Junta Directiva para el bienio 1988-1989:**

Presidente: Emilio del Valle Menéndez  
Vicepresidente: Purificación Fenoll Hach-Alí  
Secretario: Javier García Guinea  
Vicesecretario: Rogelio de la Vega Panizo  
Tesorero: Gonzalo Cortiñas Bravo  
Vocales: Jesús Miñana Saiz  
Francisco Velasco Roldán  
Manuel Caramés Lorite  
Fernando Villegas Herrero  
Rafael Arana Castillo  
Francisco López Aguayo  
Miguel Ortega Huertas  
Jesús Martínez Frías

## **Comité Editorial 1988-89:**

C. Ayora (Univ. Barcelona)  
C. Casquet (Univ. Compl. Madrid)  
J.M. García Ruiz (Univ. Cádiz)  
I. Gil Ibarguchi (Univ. País Vasco)  
J.M. Herrero (Univ. País Vasco)  
F. López Aguayo (Univ. Zaragoza)  
J. López Ruiz (C.S.I.C. Madrid)  
E. Martínez (Univ. Oviedo)  
M. Ortega (Univ. Granada)  
A. Pesquera (Univ. País Vasco)  
M. Rodríguez Gallego (Univ. Granada)  
F. Velasco Roldán (Univ. País Vasco)  
N. Velilla (Univ. Granada)

Los resúmenes y trabajos que se publican en este número han sido presentados en la VIII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía y II Congreso Geológico de España, que se celebraron durante los días 27 de junio al 1 de julio de 1988.

Para otra información dirigirse a: Sociedad Española de Mineralogía, C/. Alenza, 1 (D-201), 28003-MADRID (Horario Secretaría: L-X-V de 17 a 20 horas).

Depósito Legal: GR-280-1988

I.S.S.N. 0210-6558

Imprime: T. G. ARTE, Juberías & CIA, S.A. - Rubén Darío s/n. MARACENA (Granada)

## **Comité Organizador de las Reuniones**

### **VIII REUNIÓN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGÍA**

Departamento de Mineralogía y Petrología  
Facultad de Ciencias. Universidad de Granada

Purificación Fenoll Hach-Alí  
Fernando Gervilla Linares  
Alberto López Galindo  
Fernando Nieto García  
Miguel Ortega Huertas  
Inmaculada Palomo Delgado  
Manuel Rodríguez Gallego  
José F. Rodríguez Gordillo (Secretario)  
Eduardo Sebastián Pardo  
José Torres Ruiz  
Nicolás Velilla Sánchez

### **II CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA**

Sociedad Geológica de España  
y  
Facultad de Ciencias (Geología). Universidad de Granada.

José Chacón Montero  
Purificación Fenoll Hach-Alí  
Víctor García Dueñas  
Francisco González Lodeiro  
Ángel Carlos López Garrido  
Mercedes Muñoz García  
Pascual Rivas Carrera  
Juan Antonio Vera Torres (Presidente)

**BOLETIN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA**  
**Volumen 11, Parte II, 1988**

**INDICE**

BESTEIRO RAFALES, J. y OSACAR SORIANO, M.C. - Los grupos de simetría espacial con dos direcciones periódicas y una no periódica: grupos "de capas".....	1
MARCOS PASCUAL, C. Y VIRGOS ROVIRA, J.M. - Obtención de las constantes ópticas (n, k) de un mineral uniáxico absorbente, calcopirita, a partir de reflectancias medidas sobre secciones al azar.....	3
SANTANDER, M.; RULL, F. Y GALLARDO, F.J. - Clasificación de los grupos de color.....	5
PRIETO, M.; PINA, C.M. Y FERNANDEZ-DIAZ, L. - Estudio comparativo de las morfologías de crecimiento teórica y experimental de cristales de cotunita.....	7
FERNANDEZ-DIAZ, L.; PRIETO, M. Y LOPEZ-ANDRES, S. - Influencia de la evolución espacio-temporal de la sobresaturación en el mecanismo de crecimiento de cristales de whiterita (BaCO <sub>3</sub> ) y estroncianita (SrCO <sub>3</sub> ) en gel de sílice.....	8
ARRIBAS, J.G. Y PRIETO, M. - Evolución morfológica durante el crecimiento de cristales de baritina en gel de sílice.....	9
PRIETO, M.; VIEDMA, C.; LOPEZ-ACEVEDO, V.; LOPEZ-ANDRES, S. Y MARTIN-VIVALDI, J.L. - Estudio comparativo de los mecanismos de crecimiento de cristales de yeso en geles de TMS, sílice y agar.....	10
CABALLERO, M.A. Y GONZALEZ MAÑAS, M. - Defectos de superficie en cristales naturales de cuarzo.....	12
MARTINEZ FRIAS, J. Y LOPEZ GARCIA, J.A. - Morfologías de desmezcla y pauta de enfriamiento en la asociación esfalerita - calcopirita.....	13
MARTIN-RAMOS, J.D.; HIDALGO, M.A.; RODRIGUEZ-GALLEGO, M. Y OTALORA, F. - Estudio cristalquímico de micas de Sierra Nevada. Cordillera Bética.....	14
MORILLO, E. Y PEREZ RODRIGUEZ, J.L. - Influencia de la carga laminar de	

minerales de la arcilla en el desplazamiento de alquilamonio interlamilar por cationes orgánicos.....	16
MERINO, E. - Control hidroquímico del aluminio tetraédrico en cuarzo, halosita, illita y otros silicatos de baja temperatura.....	18
MURCIEGO MURCIEGO, A.; GARCIA SANCHEZ, A.; MARTIN POZAS, J.M.; RUCK, R. Y DUSAUSOY, Y. - Resonancia paramagnética electrónica del Fe(3+) en casiteritas de yacimientos españoles.....	22
SANCHEZ SOTO, P.J. Y PEREZ RODRIGUEZ, J.L. - Cambios mineralógicos y microestructurales producidos en una pirofilita mediante tratamientos térmicos.....	24
GONZALEZ DEL TANAGO, J. Y PEINADO, M. - Los fosfatos de las pegmatitas graníticas de la Sierra Albarrana y de sus formaciones encajantes.	26
FORTEZA, M.; DOMINGUEZ, S.; CORNEJO, J. Y ALVAREZ, M.A. - Caracterización mineralógica de la alanita de Burguillos del Cerro, Mina Monchi (Badajoz).....	28
JAEN, M.; FERNANDEZ TAPIA, M.T. Y ARANA, R. - Anfiboles asbestiformes asociados a afloramientos de metabasitas en Santomera y Los Nietos (Murcia).....	29
RODRIGUEZ, J.A.; DE LA NUEZ, J. Y MARTINEZ FRIAS, J. - Minerales opacos en las intrusiones alcalinas de Tamargada, La Gomera (Islas Canarias)	30
RULL, F.; ALIA, J.M. Y ACOSTA, A. - Estudio de la deshidratación del yeso mediante espectroscopía infrarroja.....	32
RULL, F.; LOPEZ AGUAYO, F.; ARANA, R.; ALIA, A.; PRIETO, A. Y ACOSTA, A. - Caracterización de algunas celestinas españolas por espectroscopía Raman e infrarroja.....	33
LOPEZ GARCIA, J. A.; LOPEZ ANDRES, S. Y GARCIA-MARTINEZ, O. - Relación entre jarositas de ambientes naturales y sus análogos sintéticos.	35
ARANA, R.; LOPEZ AGUAYO, F.; RUIZ GOMEZ, J.M.; PEREZ SIRVENT, C. Y RODRIGUEZ GORDILLO, J. - Quimismo de los productos de alteración supergénica en los distritos mineros de Mazarrón y Sierra Almagrera (SE España): aproximación estadística.....	36
MANCHEÑO, M.A.; FERNANDEZ TAPIA, M.T.; LOPEZ AGUAYO, F. Y ARANA, A. - Mineralogía de rocas lamproíticas y de sus productos de altera-	

ción al Este de Mazarrón (Murcia).....	38
LOPEZ MUNGUIRA, A.; SEBASTIAN PARDO, E. Y NIETO, F. - Las micas de las rocas metamórficas precámbricas en las zonas Centro-Ibérica meridional y Ossa-Morena.....	39
LOPEZ MUNGUIRA, A.; SEBASTIAN PARDO, E. Y NIETO, F. - Caracterización de las cloritas de las rocas metamórficas precámbricas en las zonas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica meridional.....	41
DOMINGUEZ, S.; FORTEZA, M.; CORNEJO, J. Y ALVAREZ, M.A. - Estudio mineralógico de diferentes prehnitas asociadas a rocas ofíticas de la provincia de Cádiz.....	43
PUGA, E.; FEDIUKOVA, E.; MORTEN, L. Y DIAZ DE FEDERICO, A. - Evolución mineralógica de las eclogitas y rocas afines de Sierra Nevada (Complejo Nevadofilábride).....	44
RUIZ CRUZ, M.D.; RODRIGUEZ JIMENEZ, P. Y CARRASCO, F. - Génesis de paligorskita en sedimentos turbidíticos del Campo de Gibraltar (SW de España).....	46
CORDOBA ESTEPA, M.A.; SEBASTIAN PARDO, E. Y ACOSTA, A. - Mineralogía del Trías de la provincia de Ciudad Real.....	48
MATA, M.P.; PEREZ, A. Y LOPEZ AGUAYO, F. - Mineralogía de los depósitos lacustres del Terciario de Borja-La Muela (Borde S de la depresión del Ebro. Zaragoza).....	50
FERNANDEZ-NIETO, C.; GONZALEZ, A.; GONZALEZ LOPEZ, J.M.; GONZALEZ MARTINEZ, J. Y LOPEZ AGUAYO, F. - El análisis mineralógico aplicado a la evolución paleogeográfica del Terciario en el sector SE de la depresión del Ebro.....	52
ORTIZ SILLA, R.; FERNANDEZ TAPIA, M.T. Y LATORRE TORA, M. - Mineralogía de suelos desarrollados a partir de anfibolitas de la Sierra de Almenara (Murcia).....	54
FORT GONZALEZ, R. Y DIAZ ALVAREZ, M.C. - Alteración de minerales pesados en los perfiles edáficos de las terrazas del Jarama y Henáres.....	55
LEON, M.; GONZALEZ, I. Y GALAN, E. - Caracterización mineralógica de los materiales cerámicos de la provincia de Huelva.....	59
DE ANDRES, A.; MENENDEZ, P. Y PALACIOS, J.M. - Estudio tecnológico	



de cerámicas grafitadas de la provincia de Guadalajara (período de transición de la Edad de Bronce a la Edad del Hierro).....	61
ACOSTA, A.; SANCHEZ JIMENEZ, C.J. Y SORIANO CARRILLO, J. - Estudio de la alteración de la roca monumental en pórticos de Almagro (Ciudad Real).....	63
RAMBAUD PEREZ, F. Clasificación de yacimientos minerales por procesos geológicos. I Crítica metodológica.....	67
RAMBAUD PEREZ, F. - Clasificación de yacimientos minerales por procesos geológicos. II Esquema propuesto.....	75
CARDELLACH, E.; BESTEIRO RAFALES, J.; OSACAR SORIANO, C. Y POCOVI, A. - Aspectos geológicos y metalogénicos del área de Herrera de los Navarros (Cadena Ibérica Oriental. Zaragoza-Teruel).....	84
FONTBOTE, L. - Yacimientos estratoligados en los Andes Centrales: su posición en el marco de la evolución geotectónica del ciclo andino.....	88
GERVILLA, F.; LEBLANC, M. Y TORRES-RUIZ, J. - Zonalidad petrológica y metalogénica de los macizos ultrabásicos de las cadenas alpinas del Mediterráneo Occidental (Cordilleras Bético-Rifeñas y Kabylias).....	90
MONTERRUBIO PEREZ, S.; LUNAR HERNANDEZ, R. Y OYARZUN MUÑOZ, R. - Mineralización de cromo en el macizo de Herbeira (Complejo de Cabo Ortegál. La Coruña).....	92
SOLER, A.; CARDELLACH, E. Y AYORA, C. - Los skarns de Au y de W de la terminación SW del batolito de Andorra (Pirineo Oriental): mineralogía e isótopos estables de C y O.....	96
MELGAREJO, J.C.; PONTACQ, J. Y TAGARONA, J. - Pegmatitas con Sn-Nb-Ta-Be en el Cap de Creus (Cataluña).....	98
FERNANDEZ TURIEL, J.L. - Contribución a la metalogenia del Sn: propuesta de un modelo genético para las mineralizaciones de Sn asociadas al batolito de Ricobayo y al Complejo de Villaseco-Pererueta (Noroeste de la Península Ibérica).....	99
FERNANDEZ TURIEL, J.L. - Las mineralizaciones filonianas de casiterita asociadas al batolito de Ricobayo y al Complejo de Villaseco-Pererueta (Zamora, NW de la Península Ibérica).....	103
QUILEZ VALDELVIRA, E.; SIERRA LOPEZ, J. Y VINDEL CATENA, E. - Estu-	

dio de inclusiones fluidas en la mineralización de wolframio de Garganta de los Montes (Sistema Central).....	105
MANGAS VIÑUELA, J. Y ARRIBAS MORENO, A. - Estudio de inclusiones fluidas atrapadas en cristales de casiterita del yacimiento de San Finx (La Coruña, España).....	109
FORT CONZALEZ, R. Y BUSTILLO REVUELTA, M. - Geoquímica de casiteritas como indicadores de procedencia: aplicación a la zona de Golpejas (Salamanca).....	112
GARCIA SANCHEZ, A.; GONZALO, F.; FRANCO, A. Y GRACIA, A. - Resultados de la investigación para oro en el yacimiento de Sn "Dominica" (Salamanca) y en su área circundante.....	114
PANIAGUA CONDADO, A. Y RODRIGUEZ PEVIDA, L.S. - Génesis y evolución de las mineralizaciones de Cu-Co-Ni-U-Pb-Zn-Au-Ag ligadas a las estructuras tardihercínicas en el área Pajares-Villamanín-Boñar (Norte de León)	118
GUTIERREZ VILLARIAS, J.L.; RODRIGUEZ PEVIDA, L.S. y PANIAGUA CONDADO, A.- Las mineralizaciones poliminerálicas de Pb-Zn-Sb-Ag-Au de Escaro (Nordeste de León): controles geológicos, evolución mineralógica e implicaciones metalogénicas.....	120
AYORA, C.; LIESA, M. Y SOLER, A. - El filón de As-Bi-Au de Sant Pere, La Jonquera, Pirineo Oriental: parametros fisico-químicos de formación.....	122
TORNOS, F. Y LOCUTURA, J. - Mineralizaciones epitermales de Hg (Pb, Au) en Ossa Morena (Usagre, Badajoz).....	124
MARTINEZ FRIAS, J.; GARCIA GUINEA, J.; LOPEZ RUIZ, J. Y LOPEZ GARCIA, J.A. - Contribucion al estudio de la metalogenia del sector de Herrerias-Sierra Almagrera.....	128
OSACAR SORIANO, M.C. Y BESTEIRO RAFALES, J. - La mineralización de Alpartir .....	129
CANALS I SABATE, A. - Génesis del filón Rigros (Girona): datos de inclusiones fluidas y tierras raras.....	133
CANALS I SABATE, A.; CARDELLACH, E. Y AYORA, C. - Génesis del filón Atrevida (Tarragona): datos de inclusiones fluidas e isótopos de azufre.	135
MAYOR, N.; LUNAR HERNANDEZ, R. Y OYARZUN MUÑOZ, R. - Mineralizaciones filonianas de barita-fluorita-cuarzo-(metales de base-Ag) del sec-	

tor Centro-Occidental del Sistema Central.....	137
HERNANDEZ, M.J.; MIRAS, A. Y GALAN, E. - El filón de barita de Villaviciosa de Córdoba.....	140
OSACAR SORIANO, M.C.; BESTEIRO RAFALES, J. Y POCOVI, A. - La mineralización de baritina de Purroy (Zaragoza): estudio estructural y geoquímico.....	141
ARIAS PRIETO, D.; PEREZ CERDAN, F. Y FERNANDEZ-JARDON CASTRO, L.-Controles estructural y litológico del yacimiento de Pb-Zn de Rubiales (Lugo).....	143
BRAVO FERNANDEZ, J.L.; GARCIA IGLESIAS, J. Y LOREDO PEREZ, J. - Estudio geoquímico en dominios de yacimientos estratoligados Zn-Pb, del Cretácico inferior de Cantabria (España).....	147
CRESPO ZAMORANO, A. - Primeras notas sobre los yacimientos de manganeso cobaltífero en el Plioceno del Campo de Calatrava. (Ciudad Real)	149
TURRION PELAEZ, L.F. Y MORO BENITO, M.C. - Estudio geológico y metalogénico de las mineralizaciones sedimentarias de manganeso en San Vicente de la Cabeza, provincia de Zamora (España).....	153
MELGAREJO, J.C. Y AYORA, C. - Mineralizaciones SEDEX de Mn en tramos basales de la serie Carbonífera del Priorat-Serra de Miramar (Cataluña)	157
SUBIAS, I.; FERNANDEZ-NIETO, C. Y GONZALEZ LOPEZ, J.M. - Mineralogía de las areniscas cupríferas de Biel (Zaragoza).....	159
ARAUZO PEREZ, M.; GONZALEZ LOPEZ, J.M. Y LOPEZ AGUAYO, F. - Primeros datos sobre la mineralogía y génesis del yacimiento de sepiolita de Mara (provincia de Zaragoza).....	161
CUEVAS, J.; POZO, M.; MEDINA, J.A.; MARTIN DE VIDALES, J.L. Y LEGUEY, S. - Filones de sepiolita asociados a alteración bentonítica y rellenos en fractura sobre materiales aglomeráticos andesítico dacíticos en la zona de Las Negras-Rodalquilar (Almería).....	163
QUERALT, I.; PLANA, F. Y BALLBE, E. - Concentración diferencial y caracterización de filosilicatos en arcillas.....	165
ARANA, R.; MENENDEZ-BARZANALLANA, R.; SALINAS, A. Y ORTIZ GONZALEZ, R. - Identificación automática de elementos por espectrometría de fluorescencia de rayos X.....	167

ARANA, R.; MENENDEZ-BARZANALLANA, R.; ORTIZ GONZALEZ, R. Y SALINAS, A. - Generación automática de tablas de fluorescencia de rayos X mediante ordenador.....	168
SANCHEZ NAVAS, A. Y MARTIN RAMOS, J.D. - Estudio de tamaños medios de grano absolutos por difracción de rayos X.....	169
RODRIGUEZ GALLEGO, M. Y MARTIN RAMOS, J.D. - Quantitative analyses of clay minerals by XRD with a textural attachment.....	171
MATA PERELLO, J.M. - Introducción al estudio de las mineralizaciones de la provincia de Cuenca.....	173
CALVO PEREZ, B.; GARCIA GUINEA, J.; MILLAN CHAGOYEN, A Y PARADAS HERRERO, A. - Pasado, presente y futuro deseable de los museos mineralógicos de Madrid.....	174
HERRERO RUBIO, J.M.Y VELASCO ROLDAN, F. - Tipología de los yacimientos de Fe y Pb-Zn-F (Ba) de la cuenca cretácica vasco-cantábrica.....	176

\* \* \* \*

## LOS GRUPOS DE SIMETRÍA ESPACIAL CON DOS DIRECCIONES PERIÓDICAS Y UNA NO PERIÓDICA: GRUPOS "DE CAPAS".

BESTEIRO RAFALES, J. Y OSACAR SORIANO, M.C.  
Dpto. Ciencias de la Tierra (Cristalografía - Mineralogía).  
Facultad Ciencias. Univ. Zaragoza.

### RESUMEN

Al explicar el paso de la simetría puntual a la espacial se suele aplicar traslación a todas las direcciones en las que existe simetría, de forma que los grupos de simetría puntual en  $n$  dimensiones se convierten en grupos de simetría espacial con  $n$  traslaciones independientes. Sin embargo entre los grupos planos y los grupos de simetría espacial tridimensionales pueden describirse unos grupos intermedios con dos direcciones de simetría periódica y una de simetría no periódica: los llamados grupos "planos gruesos" o "de capas" (layers).

Estos grupos tienen en común con los bidimensionales los modos de traslación, puesto que las direcciones periódicas son dos, pero los grupos de simetría puntual correspondientes son los de los grupos tridimensionales, a excepción de los del sistema cúbico, en los que las tres direcciones del espacio son equivalentes. De la combinación de los 5 modos de traslación bidimensionales con los 27 grupos de simetría puntual compatibles surgen 80 combinaciones diferentes. La notación de estos grupos se expresa utilizando para la celda los símbolos de los grupos planos y para los elementos de simetría los de los grupos tridimensionales.

Aunque Shubnikov et al. (1974) describen gráficamente las posiciones generales de cada uno y sus notaciones, estos 80 grupos "de capas" han sido poco estudiados. Sin embargo su utilidad es manifiesta si se piensa que representan la simetría contenida en un plano reticular del armazón cristalino. Además este tipo de simetría no es escaso en nuestro entorno, ya que se aplica perfectamente a la descripción de diseños ornamentales relativamente abundantes: celosías, tejidos, entramados, ...

En este trabajo se intenta, en función de ejemplos de este tipo, una descripción más amplia de los elementos de simetría de estos grupos y de sus correspondencias con los grupos planos y los grupos espaciales tridimensionales, de los que constituyen un supergrupo y un subgrupo respectivamente.

En la Fig. 1 aparece una celosía mudéjar de la iglesia de San Miguel (Zaragoza), cuya simetría corresponde al grupo "plano grueso"  $p422$ . Este grupo puede considerarse derivado del grupo plano  $p4m$  al transformar las reflexiones en ejes binarios, normales para las reflexiones normales y helicoidales para las de deslizamiento. En la Fig. 2 aparece una variante del mismo diseño que corresponde al grupo  $p4/nmm$ ; la disposición de los elementos de simetría de este grupo es equivalente a la del grupo espacial tridimensional  $P4/nmm$ .

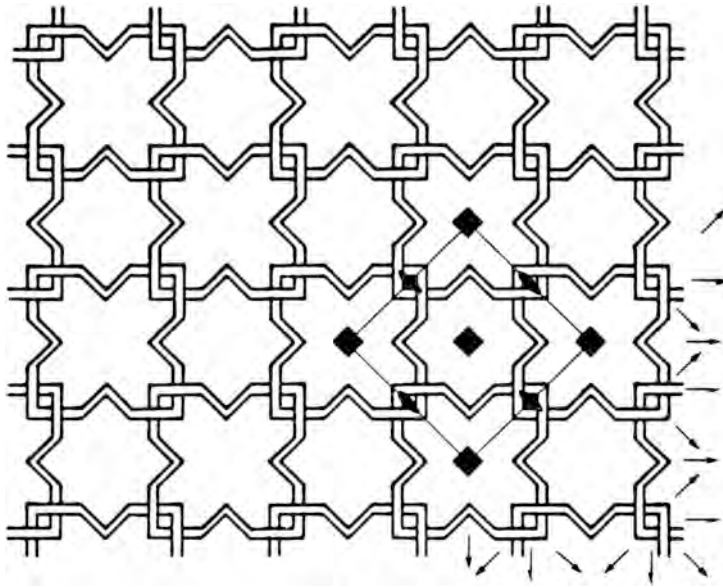


Fig. 1

p 422

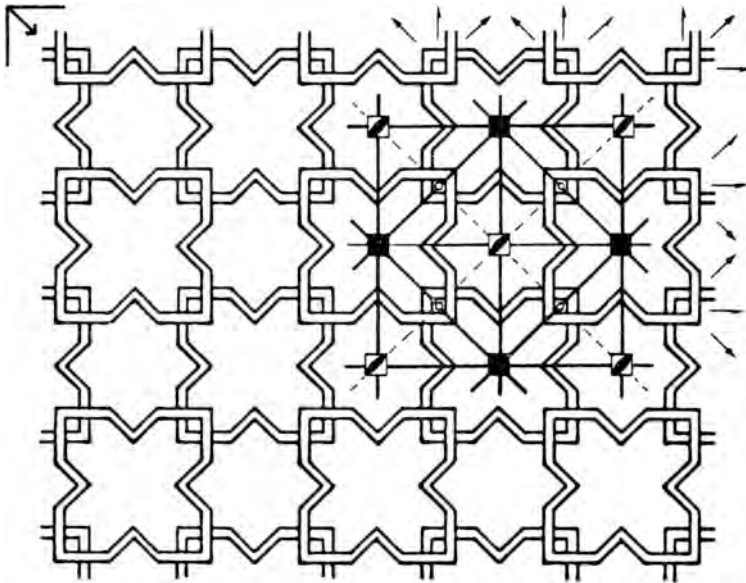


Fig. 2

p 4/nmm

(p 4/n 2/m 2/m)

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

SHUBNIKOV, A.V. & KOPSTIK, V.A. (1974), Symmetry in science and art. Plenum Press, New York.

## OBTENCION DE LAS CONSTANTES OPTICAS (N, K) DE UN MINERAL UNIAXICO ABSORBENTE, CALCOPIRITA, A PARTIR DE REFLECTANCIAS MEDIDAS SOBRE SECCIONES AL AZAR

MARCOS PASCUAL, C.(1) Y VIRGOS ROVIRA, J.M.(2)

(1) Dpto. Geología. Univ. Oviedo.

(2) Dpto. Física. Univ. Oviedo.

Un mineral uniaxial absorbente puede caracterizarse, entre otras propiedades, por sus reflectancias principales:  $R_{\omega}$  (reflectancia ordinaria) y  $R_{\epsilon}$  (reflectancia extraordinaria) que pueden determinarse en una sección paralela al eje óptico. A partir de  $R_{\omega}$  y  $R_{\epsilon}$  medidos en dos medios de inmersión diferentes se pueden obtener las constantes ópticas principales  $n_{\omega}$  y  $n_{\epsilon}$  (índices de refracción ordinario y extraordinario) y  $k_{\omega}$  y  $k_{\epsilon}$  (coeficientes de absorción ordinario y extraordinario) del mineral en cuestión.

Un problema común en la obtención de las reflectancias principales es la de disponer de la mencionada sección, bien sea por su ausencia o poco desarrollo en el mineral o porque no se dispone de los medios para asegurarse de su adecuada orientación.

Estas dificultades pueden superarse utilizando un método alternativo (Marcos Pascual y Virgós Rovira, 1987; Marcos y Virgós, 1988) que consiste en:

- Disponer de un montaje de secciones al azar, pulidas, de granos de mineral (100 en total).

- Obtener ocho valores de reflectancia sobre cada sección, por giros de  $45^{\circ}$  de la platina del microscopio.

- Obtener los estadísticos (Hevia y Virgós, 1977) -Reflectancia Estadística Media ( $\bar{R}_e$ ), Reflectancia Estadística Máxima ( $\bar{R}_M$ ), Reflectancia Estadística Mínima ( $\bar{R}_m$ ) y Reflectancia Estadística Natural ( $\bar{R}_N$ )- del mineral, a partir de 100 series de valores de las reflectancias al azar ( $R_i$ ), máximas ( $R_{Mi}$ ), mínimas ( $R_{mi}$ ) y naturales ( $R_{Ni}$ ) calculadas a partir de un análisis de Fourier aplicado a los ocho valores de R correspondientes a cada una de las secciones medidas.

- Aplicar a los estadísticos citados anteriormente y a otros -moda de las reflectancias al azar ( $MR_I$ ), máximas ( $MR_M$ ), mínimas ( $MR_m$ ) y naturales ( $MR_N$ )- un método de inferencia basado en dos tipos de criterios:

### CRITERIOS

$$A1 \quad R_{\omega} = MR_m$$

$$A2 \quad R_{\epsilon} = MR_M$$

$$B1 \quad MR_N = (R_{\omega} + R_{\epsilon})/2$$

$$B3 \quad \bar{R}_m = R_{\omega}$$

$$B2 \quad \bar{R}_e = (2R_{\omega} + R_{\epsilon})/3$$

$$B4 \quad \bar{R}_M = (2R_{\epsilon} + R_{\omega})/3$$

- Los criterios tipo A que proporcionarían valores exactos de las reflectancias principales, considerando un pulido perfecto y medidas realizadas sin ningún tipo de error.-

- Los criterios tipo B que se utilizan para garantizar que los valores de las reflectancias principales obtenidos con los criterios tipo A son los correctos.

Este método se ha aplicado a un ejemplar de calcopirita después de haberlo identificado mediante difracción de rayos X y establecido su composición química con la microsonda electrónica.

Para las medidas en aire se utilizó el equipo fotométrico Vickers y para las medidas en aceite, Cargille A, se utilizó el equipo Zeiss. Las medidas se realizaron siguiendo el método de rayo-simple (Galopin y Henry, 1972) a la longitud de onda de 546 nm., usando el carburo de silicio como patrón de medida.

El error relativo introducido al utilizar un patrón cuya reflectancia (~20%) es mucho más baja que la del mineral en estudio es inferior al 1%. En cuanto al otro tipo de errores a los que están sujetos las medidas de reflectancia (Piller, 1977) -errores estadísticos- el método usado proporciona una estimación de los mismos en base a los coeficientes  $C_1$  (evaluador de la ortogonalidad de la superficie pulida respecto al haz de luz incidente) y  $C_3$  (evaluador de errores debidos a la inestabilidad de la lámpara, ruidos de fondo, etc. del equipo utilizado) de las series de Fourier, comprobándose que éste último era despreciable en las medidas realizadas con los dos equipos, mientras que el coeficiente  $C_1$  era mayor en el caso de las medidas en aire, como consecuencia <sup>1</sup> de no haber utilizado la platina Lanham que, entre otros aspectos, permite nivelar adecuadamente la superficie a medir. Aunque este último caso tampoco representa un problema puesto que el programa de ordenador que se utiliza para realizar los cálculos proporciona varias opciones de depuración de los datos.

Los valores de las reflectancias y el error calculado para un nivel de confianza del 95,45% son, en aire:  $R_\omega = 43,2 \pm 0,3$  y  $R_\epsilon = 45,3 \pm 0,3$ ; y en aceite:  $R_\omega = 31,8 \pm 0,3$  y  $R_\epsilon = 32,4 \pm 0,3$ .

A partir de estos valores, aplicando las ecuaciones de Koenigsberger, se calcularon las constantes ópticas:  $n_\omega = 1,58$ ,  $n_\epsilon = 2,06$  y  $k_\omega = 2,11$  y  $k_\epsilon = 2,38$ ; valores concordantes con los obtenidos por Vendrell (1977).

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- GALOPIN, R. and HENRY, N.F.M. (1972), Microscopic study of opaque minerals, Heffers.
- HEVIA, V. and VIRGOS, J.M. (1977), J. Microsc., 109, 23-28.
- MARCOS PASCUAL, C. and VIRGOS ROVIRA, J.M. (1987), Bull. Mineral., 110, 397-408.
- MARCOS, C. and VIRGOS, J.M., Phys. Chem. Minerals. (en prensa).
- PILLER, H. (1977), Microscope photometry, Ed. Springer.
- VENDRELL SAZ, M. (1977), T. Doctoral, Universidad de Barcelona



## CLASIFICACION DE LOS GRUPOS DE COLOR

SANTANDER, M.(1); RULL, F.(2) Y GALLARDO, F.J.(2)

(1) Dpto. Física Teórica-Física Atómica, Molecular y Nuclear. Facultad Ciencias. Univ. Valladolid.

(2) Dpto. Física Materia Condensada. Cristalografía-Mineralogía y Química Inorgánica. Facultad Ciencias. Univ. Valladolid.

Desde la teoría ya clásica de la simetría blanco-negro de Shubnikov se han propuesto varios conceptos diferentes de simetría de color para un número arbitrario de colores, entre los cuales el más conocido es el de Shubnikov et al. (1969). Esta teoría conduce, dentro de los criterios aceptados en ella, a una clasificación correcta pero no completamente satisfactoria, en el sentido de que ejemplos que uno desearía ver incluidos en una clasificación razonable como poseyendo simetría de color, por ejemplo, algunos grabados periódicos policromados de Escher, no aparecen (Mc Gillavry (1976)).

Tomando como base sugerencias originariamente debidas a Burckhardt y van der Vaerden, ha ido ganando terreno entre los matemáticos primero y luego entre los cristalógrafos, una nueva teoría de la simetría de color, cuya formulación matemática es precisa y elegante (Coxeter (1986)). Esta teoría considera como configuraciones euclidianas con simetría de color aquellas que poseen un grupo de simetría geométrico  $G_0$  cuando se hace abstracción del color, y en las que la coloración es tal que cada transformación de simetría  $g \in G_0$  tiene asociada una permutación de colores  $\pi(g)$  que describe el cambio de color al actuar  $g$ .

La descripción precisa de esta idea está contenida en la aplicación  $g \rightarrow \pi(g)$  que a cada transformación de simetría geométrica le asocia su correspondiente permutación. Esta aplicación debe ser un homomorfismo. Cada posible grupo de color, en este sentido, está completamente especificado por  $G_0$  y el homomorfismo  $G_0 \rightarrow S_N$ . Los criterios naturales de equivalencia para tales grupos son de dos tipos: equivalencia por enumeración y equivalencia geométrica.

Asimismo, pueden distinguirse entre los grupos de color aquellos que actúan transitivamente en el conjunto de colores de los que no lo hacen, entendiendo por acción transitiva aquella en la que dos colores cualesquiera están ligados a través de una permutación  $\pi(g)$  asociada a alguna simetría geométrica. Los grupos de color que actúan intransitivamente se encuentran siempre a partir de los transitivos.

En este trabajo desarrollamos un algoritmo de búsqueda y clasificación de los grupos de color, en el sentido antes precisado. El algoritmo es constructivo y es independiente de que el grupo considerado sea cristalográfico plano, espacial, de frisos o de otro tipo. Se basa en una búsqueda selectiva de homomorfis-

mos de  $G_0$  en  $SN$ , diseñando el método de búsqueda de tal modo que, de cada conjunto de homomorfismos equivalentes por enumeración se considere tan solo un representante. Este algoritmo se ha desarrollado en un programa de ordenador que, tomando como datos del grupo sus generadores, sus relaciones de definición y el número máximo  $N$  de colores, proporciona un listado completo de las soluciones inequivalentes por enumeración de  $n$  colores para cada posible número de colores  $n \leq N$ . Cuando el grupo en cuestión es un grupo cristalográfico, entra en juego la **equivalencia geométrica**. Para estos casos, que son los que tienen interés en las aplicaciones cristalográficas, se dan criterios que permiten en la práctica decidir sobre la inequivalencia de soluciones.

El trabajo presenta en forma de tablas los resultados obtenidos para los grupos puntuales cristalográficos, y espaciales, de frisos y cristalográficos planos hasta 6 colores. En este caso, entre las soluciones obtenidas por el programa anterior, existen pocas soluciones geoméricamente equivalentes, que se identifican fácilmente con los criterios reseñados. La clasificación obtenida para los grupos cristalográficos planos coincide con la de Wieting (1982), realizada previamente a través de un método independiente.

La asignación de un grupo de simetría a un diseño periódico depende parcialmente de ciertos criterios que deben enunciarse a priori, y la omisión explícita de tales criterios, junto con su uso implícito, puede conducir a asignaciones diferentes de grupos de simetría a un mismo mosaico. Esta situación es especialmente clara en lo relativo al color.

Se discute también en este trabajo la adecuación del concepto de simetría de color a los ejemplos de los mosaicos existentes en la Alhambra de Granada. Tomando como base el estado actual de los mosaicos, en general estos presentan simetría geométrica (haciendo caso omiso al color) correspondiente a alguno de los 17 grupos, pero no simetría de color en el sentido aquí discutido. No obstante, en algunos casos, presentan una regularidad en la coloración, consistente en que no todos, pero sí ciertos elementos de simetría tienen asociadas permutaciones de color. Estos elementos forman un subgrupo del grupo de simetría geométrico, al que le es completamente aplicable la teoría.

COXETER, H.M.S. (1986). Coloured symmetry. En M.C. Escher. Art and Science. Eds H.S.M. Coxeter, R. Penrose, M. Emmer y M. Tauber, Elsevier/North Holland.

Mc GILLAVRY, C.H. (1976). Symmetry aspects of M.C. Escher's Periodic Drawings. Publicado para la IUC por Bohn, Scheltema and Holkema, Utrech

SHUBNIKOV, A.V., BELOV, N.V. (1969). Coloured Symmetry. Pergamon Press, New York.

WIETING, T.W. (1982). The Mathematical Theory of Chromatic Plane Ornaments. Marcel Dekker, New York.

**ESTUDIO COMPARATIVO DE LAS MORFOLOGIAS DE CRECIMIENTO TEORICA Y EXPERIMENTAL DE CRISTALES DE COTUNITA.**

**PRIETO, M.; PINA, C.M. Y FERNANDEZ-DIAZ, L.**  
Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ. Complutense Madrid.

Se han obtenido cristales de Cotunita ( $PbCl_2$ ) mediante la difusión de  $Pb(NO_3)_2$  (0.125, 0.25, 0.5 y 1M) a través de una columna de gel de sílice preparado por acidificación de una solución de  $Na_2SiO_3$  con HCl 1N. La formación de NaCl como subproducto soluble de la reacción de polimerización confiere un carácter "activo" al gel así formado: Henisch (1970), cristalizando la Cotunita como consecuencia de la reacción del  $Pb^{++}$  reactivo con el  $Cl^-$  de la solución intersticial.

La moderada solubilidad de la Cotunita (0.99 g en 100 c.c. de  $H_2O$  a 20 C) restringe el campo de metaestabilidad de sus soluciones, lo que permite obtener con facilidad cristales idiomorfos. Por otra parte, el carácter de "sistema abierto" de la técnica de cristalización empleada provoca una amplia evolución espacio-temporal de morfologías, que son testigos de procesos de crecimiento, disolución y disolución-recristalización. La interacción gel-reactivo conduce asimismo, a la formación de otras fases sólidas tales como Fosgenita ( $Pb_2(CO_3)Cl_2$ ) debido a la presión del  $CO_2$  atmosférico, si bien dichas fases no son objeto de especial consideración en el presente trabajo.

Con el objeto de interpretar las morfologías de crecimiento obtenidas se ha determinado la morfología de crecimiento teórica de la Cotunita en base a la teoría de los P.E.C.s: Hartman (1953).

La identificación de las fases se realizó mediante D.R.X. La caracterización de los cristales obtenidos se realizó mediante microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido.

**REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS**

- Henisch, H.K. (1970). Crystal Growth in Gels. Pennsylvania University Press.  
Hartman, P. (1953). Relations between structure and morphology of crystals. Tesis. U. Groningen. Holanda.

**INFLUENCIA DE LA EVOLUCION ESPACIO-TEMPORAL DE LA SOBRESATURACION EN EL MECANISMO DE CRECIMIENTO DE CRISTALES DE WITHERITA (BaCO<sub>3</sub>) Y ESTRONCIANITA (SrCO<sub>3</sub>) EN GEL DE SILICE**

**FERNANDEZ-DIAZ, L.; PRIETO, M. Y LOPEZ-ANDRES, S.**  
**Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ, Complutense Madrid.**

El valor de la sobresaturación en el momento de la nucleación cristalina y su posterior evolución a lo largo del proceso de crecimiento es uno de los parámetros determinantes de la historia del crecimiento de un cristal.

En el presente trabajo se ha estudiado la evolución morfológica espacio-temporal de cristales de Witherita y Estroncianita crecidos mediante la técnica de gel de sílice. Del análisis morfológico se deduce la presencia de dos mecanismos esenciales de crecimiento en las experiencias realizadas (crecimiento difuso y crecimiento por nucleación bidimensional). Dichas conclusiones se deducen tanto de la morfología global como de la topografía superficial de los cristales, que se realizó mediante microscopía electrónica de barrido.

Con el objeto de interpretar los resultados morfológicos en base al alejamiento del equilibrio del sistema durante el proceso de crecimiento, se ha estudiado la evolución de la sobresaturación en el sistema experimental.

El dispositivo experimental consistió en un sistema doble difusión-reacción: Henisch (1970), utilizándose como reactivos BaCl<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> (0.1, 0.3, 0.5 M) en el caso de la Witherita y SrCl<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> (0.1, 0.3, 0.5 M) en el de la Estroncianita. Se emplearon columnas de gel de sílice de diferentes longitudes (entre 3.5 y 29 cm) con el objeto de modificar la velocidad de sobresaturación del sistema.

La testificación de la evolución de la sobresaturación se realizó mediante análisis químico: Prieto et al. (1987), parametrizándose en términos de velocidad de sobresaturación. Finalmente, las morfologías de crecimiento y las posiciones especiales de los precipitados se interpretan en base a los datos obtenidos de esta testificación.

**REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS**

- HENISCH, H.K. (1970). *Crystal Growth in Gels*. Ed. Pennsylvania University Press.
- PRIETO, M.; VIEDMA, C.; LOPEZ-ACEVEDO, V.; MARTIN-VIVALDI, J.L. y LOPEZ-ANDRES, S. (1987). - Evaluación de la sobresaturación en el crecimiento de cristales en geles: Aplicación al CaSO<sub>4</sub>.2H<sub>2</sub>O (yeso). *Bolet. Soc. Esp. Mineralogía*, 10-2, 261-267.

## EVOLUCION MORFOLOGICA DURANTE EL CRECIMIENTO DE CRISTALES DE BARITINA EN GEL DE SILICE

ARRIBAS, J.G. Y PRIETO, M.  
Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ. Complutense Madrid.

La Baritina ( $BaSO_4$ ) presenta una amplia variabilidad morfológica en función de sus condiciones de cristalización (sobresaturación, velocidad de sobresaturación, impurezas, etc.). La evolución de las condiciones de crecimiento se traduce de este modo en "morfologías internas" que han sido objeto de algunos sugestivos estudios "post mortem" en cristales naturales. Así, Seager y Davidson (1952) estudian los cambios en los cristales naturales de Baritina y los relacionan con cambios en la velocidad de crecimiento de las distintas caras cristalinas. La variación en la velocidad de crecimiento estaría a su vez gobernada, según estos autores, por cambios en el medio.

La obtención de cristales de Baritina mediante la técnica de gel de sílice permite estudiar la historia del crecimiento de dichos cristales "in vivo": García-Ruiz (1986).

El dispositivo experimental ha consistido en un sistema de doble difusión-reacción: Henisch (1970). El gel se preparó por acidificación de  $Na_2SiO_3$  con  $HCl$  1N, utilizándose columnas de difusión de diferentes longitudes. Como reactivos se emplearon  $BaCl_2$  y  $NaSO_4$  (0.1, 0.3, 0.5M). La caracterización de los cristales se realizó mediante microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido.

El carácter de sistema abierto del dispositivo empleado se traduce en una evolución de las condiciones de cristalización, que da lugar a diferentes estadios morfológicos: cristales dendríticos, esqueléticos, en tolva e idiomorfos con diferentes jerarquías de desarrollo de sus caras. Como testigos de esta evolución, se forman asimismo morfologías internas entre las que cabe destacar la formación de inclusiones en "llama de candil".

Cada una de estas morfologías se corresponde con un tipo de mecanismo de crecimiento: Sunagawa (1982), por lo que la evolución morfológica puede interpretarse como un reflejo de la evolución de las condiciones de cristalización, o más concretamente de la evolución de sobresaturación y velocidad de sobresaturación.

### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Seager, A.F. y Davidson, W.F. (1952). Min. Magazine, 29, 885-894.  
García-Ruiz, J.M. (1986). J. Crystal Growth, 75, 441-453.  
Henisch, H.K. (1970). Crystal Growth in Gels. Ed. Pennsylvania University Press.  
Sunagawa, I. (1982). Estudios Geológicos, 35, 127-134.

## ESTUDIO COMPARATIVO DE LOS MECANISMOS DE CRECIMIENTO DE CRISTALES DE YESO EN GELES DE TMS, SÍLICE Y AGAR

PRIETO, M.; VIEDMA, C.; LOPEZ-ACEVEDO, V.; LOPEZ-ANDRES, S. Y MARTIN-VIVALDI, J.L.  
Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ. Complutense Madrid.

Se ha estudiado la historia del crecimiento de cristales de yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) en geles de sílice, TMS (tetrametoxilano) y agar. El dispositivo de crecimiento consistió en un sistema de doble difusión-reacción (Henisch (1970)), empleándose columnas de difusión de diferentes longitudes (10, 20 y 30 cm.) y soluciones madre de diferentes concentraciones ( $\text{CaCl}_2$  y  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  0.3, 0.5 y 1M.). El gel de TMS se preparó a partir de una solución acuosa al 15% en peso de TMS (Arend et al. (1982)), mientras que en el caso del agar se empleó una concentración del 0.5% en peso. El gel de sílice se obtuvo por acidificación de una solución de  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  (1.059 gr./cc.) mediante HCl (1 N). El pH inicial de los geles se ajustó en todos los casos a 5.5. El estudio de las morfologías se realizó mediante microscopía óptica y SEM.

La morfología de crecimiento de los cristales de yeso obtenidos varía enormemente de un tipo de gel a otro. Así, mientras que los cristales obtenidos en gel de sílice son esencialmente idiomorfos, o todo lo más maclas sencillas, en gel de TMS se forman agragados esferulíticos de individuos aciculares y maclas de gran desarrollo longitudinal (1 ó 2 cm. de largo por 0.3 cm. ancho), con individuos cuarteados ("split growth") y curvados. Finalmente, en gel de agar se forman masas globulares integradas por pequeñas escamas monocristalinas.

Las diferencias morfológicas descritas pueden ser explicadas en base a la interacción química del gel, o bien como consecuencia de la interacción del gel en términos de transferencia de masa. Con el fin de establecer cual de estas dos hipótesis se ajusta más a la realidad, las experiencias se han comparado sobre la base del conocimiento de la evolución de la sobresaturación en los diferentes sistemas. Para ello se ha estudiado la transferencia de masa en los tres tipos de geles, siguiendo la vía teórico-experimental descrita por Prieto et al. (1987). De este modo se han podido cuantificar dos parámetros fundamentales desde el punto de vista morfogenético: el valor de la sobresaturación en el momento de la nucleación y la velocidad de sobresaturación.

Finalmente se han realizado algunas experiencias específicamente diseñadas para contrastar la interacción química del gel. Dichas experiencias consistieron en la preparación de columnas de difusión constituidas por "bocadillos" de diferentes

tipos de gel. De esta manera se ha conseguido controlar la transferencia de masa mediante un tipo de gel, al tiempo que el proceso de crecimiento se produce en un gel de naturaleza diferente. Ello ha permitido, si no descartar, reducir al menos a sus justos límites la interacción química del gel.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

- AREND, H.; CONNELLY, J.J. (1982).- Tetramethoxylane as gel forming agent in crystal growth. J. Cryst Growth, 56, 642-644.
- HENISCH, H.K. (1970), Crystal Growth in Gels, Ed. Pennsylvania University Press.
- PRIETO, M.; VIEDMA, C.; LOPEZ-ACEVEDO, V.; MARTIN-VIVALDI, J.L.; LOPEZ-ANDRES, S. (1987).- Evaluación de la sobresaturación en el crecimiento de cristales en geles: Aplicación  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (yeso). Bol. Soc. Esp. Mineralogía, 10-2, 261-267:

## DEFECTOS DE SUPERFICIE EN CRISTALES NATURALES DE CUARZO

CABALLERO, M.A. Y GONZALEZ MAÑAS, M.

Dpto. Estructura y Propiedades Materiales. Facultad Ciencias.  
Univ. Cádiz.

Este trabajo es parte de una investigación más amplia en la que se pretende establecer las relaciones entre los diferentes tipos de defectos existentes en los cristales de cuarzo y el origen genético de los mismos. Este primer estudio muestra los defectos de superficie de cristales pertenecientes a filones hidrotermales de la Unidad de la Caldera en Sierra Nevada (Granada).

En general estos cristales presentan un hábito prismático con un fuerte desarrollo de las caras  $m$   $\{10\bar{1}0\}$  y caras de los dos romboedros  $r$   $\{10\bar{1}1\}$  y  $z$   $\{01\bar{1}1\}$ . Algunos cristales exhiben un desigual desarrollo de las caras prismáticas confiriéndoles un aspecto aplanado.

Las caras prismáticas presentan las típicas estriaciones de crecimiento perpendiculares a la dirección  $[001]$ , estas estriaciones son paralelas a la intersección entre las caras  $m$  y  $r$  siendo consecuencia del crecimiento oscilatorio de dichas caras. Sobre estas caras prismáticas aparecen pirámides de crecimiento, de tamaños variables, algunas observables a simple vista, con forma de paralelogramo y alargadas según las direcciones  $\langle 100 \rangle$  que constituyen tales estriaciones. En ellas puede observarse frecuentemente los peldaños de crecimiento.

Sobre estas caras  $m$  y generalmente ligadas a zonas fuertemente distorsionadas aparecen colinas de crecimiento hexagonales. Los frentes de crecimiento de las caras  $\{10\bar{1}0\}$  son muy netos y festoneados, en determinadas ocasiones puede observarse como estos frentes finalizan en impurezas, lo que sugiere que éstas pueden actuar como inhibidores del proceso de crecimiento bidimensional de estas caras.

La presencia de bordes de grano es frecuente en estos cristales y a menudo es posible observar como cambia la dirección de las estriaciones a ambos lados del borde, posiblemente algunos de estos bordes de grano constituyan fronteras entre micromaclas.

Los fenómenos de disolución natural son frecuentes en estos cristales manifestándose de diferentes formas. Así sobre las caras  $z$  y  $r$  aparecen picaduras de ataque y sobre las caras  $m$  de más difícil disolución las figuras de ataque que aparecen son normalmente terrazas ligadas a la presencia de impurezas superficiales. Generalmente estas terrazas son redondeadas encontrándose la impureza, fundamentalmente microcristales de biotita, en el centro de la terraza y sobre un micropilar que se ha formado por la protección que la impureza ha realizado sobre la cara en la que está dispuesta. Estas terrazas son generalmente redondeadas, en ellas es frecuente observar los frentes de disolución irregulares. A veces los fenómenos de ataque provocan la aparición de mallas de dislocaciones (network) paralelas a la dirección  $[001]$ .



## MORFOLOGIAS DE DESMEZCLA Y PAUTA DE ENFRIAMIENTO EN LA ASOCIACION ESFALERITA - CALCOPIRITA

MARTINEZ FRIAS, J.(1) Y LOPEZ GARCIA, J.A.(2)

(1) Dpto. Geología. Museo Nacional Ciencias Naturales. C.S.I.C. Madrid.

(2) Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ. Complutense Madrid.

El propósito de este trabajo es explicar las diferentes texturas de desmezcla de la asociación esfalerita-calcopirita, utilizando el modelo de cristalización de Sunagawa (1982).

Se propone una clasificación textural complementaria, a las definidas hasta el momento para esta asociación, que encuadra a las distintas morfologías en 1) Intercrecimientos epitácticos y 2) texturas de segregación.

Intercrecimientos epitácticos.- Este grupo incluye los tres tipos más frecuentes de ordenamientos esfalerita-calcopirita a) formas dendríticas y esqueléticas, b) gotas y varillas y c) cristales poliédricos (con caras planas y caras planas y curvas). Las morfologías dendríticas serían el resultado de un proceso de transporte rápido-difusión limitada, (crecimiento hacia los vértices), y las formas esqueléticas de esfalerita (estrellas), aparecerían como respuesta a una pauta de enfriamiento más lenta, que favorecería el crecimiento de los cuerpos huéspedes, hacia las aristas. Las gotas y varillas se interpretan como diseminaciones bajo condiciones de muy alta sobresaturación, similares a las responsables de las morfologías de carácter esferulítico definidas por Sunagawa (Op.cit), estando condicionado el factor morfológico en el caso de las varillas, por la existencia de planos de exfoliación y/o macla en el mineral patrón. Finalmente los cristales poliédricos, se formarían bajo condiciones mínimas de sobresaturación, reguladas por una pauta de enfriamiento más lenta, que favorecería el desarrollo idiomorfo de los cristales huéspedes.

Las texturas de segregación, corresponderían a procesos de enfriamiento muy lento, con tiempo suficiente para permitir un emplazamiento casi general de las impurezas, en las zonas de borde o subborde de los granos. El resultado es la formación de películas intergranulares y presencia de bandas ópticamente más reflectivas, que definirían las "zonas fuente", consecuentemente sin impurezas.

SUNAGAWA, I. (1982). " Morphology of crystals in relation to growth conditions ". Est. Geol. 38, 127-134.

## ESTUDIO CRISTALOQUIMICO DE MICAS DE SIERRA NEVADA. CORDILLERA BETICA

MARTIN-RAMOS, J.D.; HIDALGO, M.A.; RODRIGUEZ-GALLEGO, M. Y OTALORA, F.  
Dpto. Mineralogía-Petrología. Univ. Granada. Instituto Andaluz Geología Mediterránea. C.S.I.C. Granada.

Las micas constituyen un grupo de minerales que, en forma clásica, se dividen en diferentes subespecies en función de la composición química de sus capas octaédricas (micas di y trioctaédricas) y cationes interlaminares (K, Na, Ca, Li y H<sub>2</sub>O) fundamentalmente. Además se tienen en cuenta en las clasificaciones otros criterios tales como la sustitución de silicio por aluminio en las capas tetraédricas, lo que condiciona la neutralidad eléctrica del conjunto y da lugar en ocasiones a la entrada de agua en la intercapa (ilitas) y, o, a la caída de la carga positiva en la capa octaédrica, por la sustitución de parte de sus cationes trivalentes por divalentes (micas fengíticas). Otros criterios utilizados tienen que ver con las diferentes combinaciones de las seis formas de apilamiento posible de las capas fundamentales de 10 A, según el eje c<sub>0</sub>, y que dan lugar a los diversos politipos.

Aunque no existe continuidad en las composiciones químicas de las micas, sí es posible encontrar intercrecimientos íntimos de micas di y trioctaédricas, incluso a niveles de láminas de pocas decenas de A de espesor, por lo que aparecen ocasionalmente en la literatura términos con estas composiciones intermedias. En estos casos hay que considerar el quimismo del mineral en el sentido de "composición media".

Las variaciones de composición química media de las micas inducen igualmente modificaciones paralelas en los parámetros cristalográficos medios, cuando se obtienen por difracción de rayos X según el método del polvo. Estas modificaciones pueden tener importantes implicaciones genéticas en trabajos de investigación geológico-mineralógicos. Por ejemplo, el eje b<sub>0</sub> depende del número medio de huecos octaédricos rellenos y su medida precisa proporciona datos valiosos respecto de las condiciones termodinámicas en que se formó la roca, pues los valores más bajos implican altas temperaturas o bajas presiones de formación.

Igualmente, la medida del eje c<sub>0</sub> de las moscovitas depende tanto del contenido en sodio de la capa interlaminares como del contenido en silicio de las capas tetraédricas. La interpretación genética que puede deducirse de esta medida es por tanto ambigua, pues mientras que el enriquecimiento en sodio indica una alta temperatura de formación, el aumento de la relación Si/Al en las capas tetraédricas indica bajas temperaturas y, o, altas presiones.

Se hace necesaria pues la utilización de métodos precisos que permitan conocer qué modificaciones de composición química o estructural se están estudiando cuando se interpreta un diagrama de difracción de rayos X.

Las muestras analizadas en este trabajo corresponden a rocas metamórficas de Sierra Nevada, aisladas mediante un separador isodinámico Frank. El análisis químico se ha efectuado en un espectrómetro de absorción atómica de doble haz Unicam SP 1000.

Las estructuras teóricas se han calculado mediante el programa MAHL que genera estructuras probables de términos posibles de series isomórficas. Permite efectuar variaciones de hasta cuatro átomos vicariantes en dos posiciones atómicas diferentes y descarta automáticamente las estructuras no posibles desde el punto de vista eléctrico y de simetría. Los parámetros de las estructuras intermedias se calculan en función de los de los términos extremos (moscovita, annita, fengita, etc.) que son bien conocidos, de acuerdo con la expresión:

$$A = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \left[ \begin{array}{cc} O & O \\ i & j \\ \hline M_i + M_j \end{array} \right]}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \left[ \begin{array}{cc} O & O \\ i & j \\ \hline M_i + M_j \end{array} \right]}$$

donde:

A = Parámetro del término intermedio.

$A_{i,j}$  = Parámetro cristalino del término extremo con ocupación máxima del elemento i en la posición vicariante 1 y j en la posición 2.

n = Número de átomos vicariantes de la posición 1.

m = Número de átomos vicariantes de la posición 2.

$O_i$  = Factor de ocupación del elemento i en la posición 1.

$O_j$  = Factor de ocupación del elemento j en la posición 2.

$M_i$  = Factor de ocupación máxima del elemento i en posición 1.

$M_j$  = Factor de ocupación máxima del elemento j en posición 2.

Los parámetros de las celdillas unidad se han refinado mediante el programa LSUCRE. Los valores obtenidos confirman los resultados de Martín-Ramos et al (1976) en lo que concierne a las implicaciones genéticas, aunque añaden una precisión mucho mayor a las determinaciones.

PALABRAS CLAVE: MICA, ISOMORFISMO, RAYOS X, BÉTICAS.

#### BIBLIOGRAFIA

Martín-Ramos, J.D. y Rodríguez-Gallego, M. (1976). Barometría y termometría geológica mediante parámetros cristalográficos de micas (aplicación a la Cordillera Bética).- Reunión sobre la Geod. Cord. Bética y Mar de Alborán. Granada. 115-123.

Este trabajo ha sido subvencionado por la C.A.I.C.Y.T. (Proyecto 1223/84).

## **INFLUENCIA DE LA CARGA LAMINAR DE MINERALES DE LA ARCILLA EN EL DESPLAZAMIENTO DE ALQUILAMONIO INTERLAMINAR POR CATIONES ORGANICOS**

**MORILLO, E. Y PEREZ RODRIGUEZ, J.L.**  
**Instituto Recursos Naturales y Agrobiología. C.S.I.C. Sevilla.**

Los cationes presentes en el espacio interlaminar de los minerales de la arcilla juegan un papel importante en la adsorción de compuestos orgánicos por dichos minerales. (Pérez Rodríguez y Hermosín, 1979; Morillo et al., 1983). Existen numerosas especies orgánicas capaces de interaccionar con los minerales de la arcilla para formar complejos organominerales. Cuando estos complejos interaccionan con cationes orgánicos, se puede producir el desplazamiento total o parcial, la alteración o la degradación del compuesto orgánico inicialmente presente en el espacio interlaminar de los minerales de la arcilla, o bien la degradación del catión orgánico que interacciona. Todos los procesos anteriores serán posibles dependiendo tanto de los minerales de la arcilla usados como del tipo de compuesto orgánico saturante y del catión orgánico que interacciona, entre otros factores.

En el presente trabajo se realiza un estudio de la interacción de los minerales de la arcilla vermiculita y montmorillonita, saturados con cationes decilamonio, y cuatro compuestos orgánicos catiónicos, normalmente usados como plaguicidas: clordimeform, aminotriazol, dicuat y paracuat.

El complejo vermiculita-decilamonio muestra un espaciado basal de 21.21 Å. Dicho espaciado aumenta hasta 27.98 Å después de una semana de tratamiento con solución acuosa de clordimeform. Los espectros de infrarrojos muestran que no han sido desplazados los cationes decilamonio del espacio interlaminar, pero además aparecen junto a ellos moléculas neutras de una amida secundaria (N-formil-4, cloro-O-toluidina), producto de degradación del clordimeform. En cambio, en la interacción del complejo montmorillonita-decilamonio con clordimeform, se produce el desplazamiento total de los cationes decilamonio en un periodo de dos semanas.

La interacción del complejo vermiculita-decilamonio con solución de aminotriazol a pH 4 da lugar sólo a un desplazamiento parcial de cationes decilamonio después de varios meses de haberse iniciado el tratamiento. En el complejo montmorillonita-decilamonio, el aminotriazol provoca un desplazamiento prácticamente completo de los cationes decilamonio, de forma que el espaciado basal obtenido (12.5 Å) es el mismo que el del complejo montmorillonita-aminotriazol. La interacción del plaguicida dicuat con vermiculita-decilamonio durante cinco meses no da lugar al desplazamiento de los cationes interlaminares. Lo mismo ocurre cuando este mismo complejo vermiculita-decilamonio es tratado con soluciones de paracuat. Por el contrario, cuando se trata del complejo montmorillonita-decilamonio, la interacción con los plaguicidas dicuat y paracuat provoca el desplazamiento parcial de los cationes decilamonio saturantes por dichos plaguicidas. Este intercambio se produce rápidamente, en una semana, pero a partir de este punto ya no progresa el intercambio

para conseguir una saturación total en dicuat y paracuat.

De los estudios comentados se deduce que el comportamiento diferente del complejo vermiculita-decilamonio con respecto al de montmorillonita-decilamonio, al tratarlas con soluciones de distintos cationes orgánicos, se debe a la propia naturaleza de los minerales. En el complejo montmorillonita-decilamonio, los cationes interlaminares se sitúan en el espacio interlaminar de forma paralela a las láminas del silicato, debido a que la carga laminar del mineral permite esta disposición (Lagaly y Weiss, 1969). En cambio, en el complejo vermiculita-decilamonio, debido a su mayor densidad de carga laminar, los cationes decilamonio se sitúan con una cierta inclinación respecto a las láminas, por lo que los grupos  $-NH_3^+$  terminales se introducen en los huecos hexagonales de la capa tetraédrica, e interaccionan directamente con las cargas laminares que se encuentran en dicha capa tetraédrica, y por lo tanto es mucho más difícil desplazar los cationes decilamonio en la vermiculita que en la montmorillonita, donde además la carga laminar se sitúa en la capa octaédrica y por tanto más alejada de los cationes interlaminares.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- LAGALY, G. y WEISS, A. (1969), Proc. Int. Clay Conf., Tokyo 1969, I, 234-237
- MORILLO, E.; PEREZ RODRIGUEZ, J.L. y HERMOSIN, M.C. (1983), Bol. Soc. Esp. Min., 7, 25-30
- PEREZ RODRIGUEZ, J.L. y HERMOSIN, M.C. (1979), Proc. Int. Clay Conf. Oxford 1978, 227-234

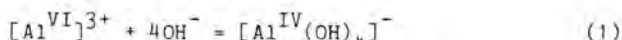
## CONTROL HIDROQUIMICO DEL ALUMINIO TETRAEDRICO EN CUARZO, HALOISITA, ILITA Y OTROS SILICATOS DE BAJA TEMPERATURA

MERINO, E.  
Dept. Geology. Indiana University, Bloomington. IN 47405 USA.

Abstract. Increasing pH of aluminum-bearing aqueous solutions causes the aluminum to pass from octahedral to tetrahedral coordination over a narrow pH interval: 5.4 to 5.7 at 25°C and 3.8 to 4.2 at 100°C. Silicates that grow from solutions having pH > 5.7 should incorporate significant Al substituting for Si, but should not do so for pH < 5.4. This prediction applies to quartz, opal-CT, and many phyllosilicates; it links the pH to halloysite's typical Al(tetrahedral) content and tubular morphology; and it is consistent with water-mineral pairs from low-temperature occurrences.

Por la ley de acción de masas todo mineral se ve presionado a incorporar especies e iones suficientemente concentrados en la disolución acuosa de la que precipita -- aunque el mineral solo incorpora esas especies en el grado en que lo permite su estructura. El objeto de esta nota es calcular la proporción de aluminio tetraédrico en disoluciones acuosas y su impacto en la composición de silicatos precipitados de ellas. Se cotejan las predicciones con aguas naturales y sus silicatos autigénicos asociados. Datos termodinámicos son de Coutourier et al. (1984) y Bowers et al. (1984).

A pHs bajos la especie dominante de aluminio acuoso es un aluminio coordinado por seis moléculas de agua,  $Al(H_2O)_6^{3+}$  (aq) (Cotton y Wilkinson, 1962, p. 335). A pHs altos estas moléculas pierden hidrogeniones, la coordinación baja a cuatro hidroxilos, y la especie dominante pasa a ser  $Al(OH)_4^-(aq)$ . La reacción



sirve para representar tanto la asociación de un aluminio con cuatro hidroxilos como el equilibrio entre aluminio tetraédrico y octaédrico en disolución acuosa. La constante de equilibrio de (1) es 33.8 y 32.9 a 25 y 100°C respectivamente (con datos de Coutourier et al., 1984). De la condición de equilibrio para (1) combinada con el balance de concentraciones  $m_{Al,total} = m_{Al(oct)} + m_{Al(tet)}$ , se deduce

$$\frac{m_{Al(tet)}}{m_{Al,total}} = \frac{K a_{OH^-}}{1 + K a_{OH^-}}, \quad (2)$$

donde K es la constante de equilibrio, a es actividad, y m es molalidad. La ecuación (2) está representada en la fig. 1. La transición de coordinación octaédrica a tetraédrica del aluminio acuoso tiene lugar en un intervalo muy estrecho de pH: 5.4-5.7 a 25° y 3.8-4.2 a 100° C.

Por la ley de acción de masas, silicatos que precipiten de disoluciones acuosas de aluminio y con pH < 5.4 a 25° (o pH < 3.8 a 100°C) se ven obligados

a incorporar aluminio tetraédrico en substitución parcial del silicio. La velocidad de incorporación debe ser aproximadamente proporcional a la concentración de Al(tet) acuoso.

El caso de la haloisita se puede analizar en el diagrama de actividades log (potasio/hidrógeno) en función de log (silice acuosa) de la fig. 2. En este diagrama figura la transición de Al(oct) a Al(tet) de la figura 1, para una molalidad arbitraria de potasio de 0.001. La banda de transición corta el campo de estabilidad de la haloisita, que prácticamente coincide con el de la kaolinita. Así pues, haloisitas que han cristalizado de disoluciones con pHs por encima del pH de transición deben contener Al(tet), pero las que lo hagan de disoluciones por debajo de ella no deberían contener Al(tet). Además (por ej., Brindley, 1980, p. 145 y 158, y citas en este trabajo), cuanto mayor es el grado de substitución del silicio por aluminio, más se curvan (normalmente alrededor del eje b) las capas de la haloisita. De hecho, muchas haloisitas contienen proporciones Al/Si > 1 (por ej., Weaver y Pollard, 1973), y parte del Al es tetraédrico (Komarneni et al, 1985). Estas consideraciones enlazan genéticamente el pH de la disolución con el contenido de Al(tet) y la morfología típicos de la haloisita.

También para otros silicatos de baja temperatura cabe hacer predicciones análogas, siempre que sus campos de estabilidad queden por encima del pH de transición (o sean cruzados por éste) en diagramas de actividad. Entre estos minerales se encuentran el cuarzo, ópalo-CT, y otros polimorfos del dióxido de silicio, y un nutrido grupo de filosilicatos como la kaolinita, illita, celadonita, glauconita, beidelita, amesita, sepiolita, bertierina, varias cloritas, y pirofilita. Todos estos minerales pueden contener cantidades varias de Al(tet) (por ej., Newman y Brown, 1987; Bailey, 1980). Estos minerales deben incorporar Al(tet) solo cuando cristalicen de disoluciones acuosas que tengan pHs mayores que el pH de transición de Al(oct) a Al(tet) de la figura 1. A su vez el Al(tet) incorporado podría, según su cantidad, causar distintas morfologías cristalinas.

Estas predicciones sobre el contenido de Al(tet) en silicatos pueden cotejarse con parejas de aguas y minerales asociados en la naturaleza o que hayan alcanzado equilibrio en experimentos hidrotermales. Las varias parejas seleccionadas de la literatura provienen de medios hidrotermales, de meteorización, y diagenéticos, y están representadas en las figuras 3, 4, y 5. Los datos numéricos con que se han construido estas figuras están tabulados en Merino et al. (1988). En todos los ejemplos cuando los minerales indicados coexisten con disoluciones de pHs altos (por encima del de transición) contienen Al(tet), y cuando coexisten con disoluciones de pH bajo no tienen Al(tet). Este es el caso de la haloisita hidrotermal de Michoacán estudiada por Keller et al. (1971) -- véase la figura 4. Esta haloisita no contiene Al(tet) a pesar de que, como se ha indicado más arriba, este mineral en general sí tiene cierta cantidad de Al(tet). El caso de las illitas diagenéticas de Kettleman North Dome, California (figura 5), también es interesante: las varias illitas que coexisten (a 100°C) con aguas intersticiales que caen en la misma isopleta de aluminio acuoso, resultan tener cantidades muy similares de Al(tet), como cabe esperar de la ley de acción de masas.

El control hidroquímico del contenido en Al(tet) de silicatos de baja temperatura es también compatible con la distribución de campos de estabilidad

minerales en diagramas de actividad. Minerales como feldespatos, zeolitas, micas, y cloritas, que contienen aluminio tetraédrico, caen en las zonas de alto pH de los diagramas. En cambio, la kaolinita y sus polimorfos y la pirofilita, que no contienen aluminio tetraédrico (o muy poco), caen en la zona de bajo pH.

#### Referencias Citadas

- Altschuler Z.S., Dwornik E.J. y Kramer H. (1963) *Science* 141, 148-152.  
 Bailey S.W. (1980) in *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*, Brindley G.W. and Brown G., eds, Mineral. Soc., London, 1-124.  
 Bowers T.S., Jackson K.J. y Helgeson H.C. (1984) *Equilibrium Activity Diagrams*, Springer-Verlag, Berlin, 397 p.  
 Brindley G.W. (1980) in *Crystal Structure of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*, Brindley G.W. y Brown G., eds., Mineral. Soc., London, 125-195.  
 Cotton F.A y Wilkinson G. (1962) *Advanced Inorganic Chemistry*, Interscience, 959 p.  
 Coutourier Y., Michard G. y Sarazin G. (1984) *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 649-659.  
 Gac J.Y. (1979) *Geochimie du bassin du Lac Tchad*. Tesis Doctoral, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 249 p.  
 Kastner M. y Gieskes J.M. (1976) *Earth Plan. Sci. Lett.* 33, 11-20.  
 Keller W.D., Hanson R.F., Huang W.H. y Cervantes A. (1971) *Clays & Clay Minerals* 19, 121-127.  
 Komarneni S., Fyfe C.A. y Kennedy G.J. (1985) *Clay Minerals* 20, 237-244.  
 Merino E. (1975) *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 1629-1645.  
 Merino E. y Ransom B. (1982) *Clays & Clay Minerals* 30, 29-39.  
 Merino E., Harvey C. y Murray H. (1988) *Clays & Clay Minerals*, submitted.  
 Newman A.C.D. y Brown G. (1987) in *Chemistry of Clays and Clay Minerals*, Newman A.C.D., ed., Mineral. Soc., London, 1-128.  
 Stoessel R.K. y Hay R.L. (1979) *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 255-267.  
 Weaver C.E. y Pollard L.D. (1973) *The Chemistry of Clay Minerals*, Elsevier, 213 p.

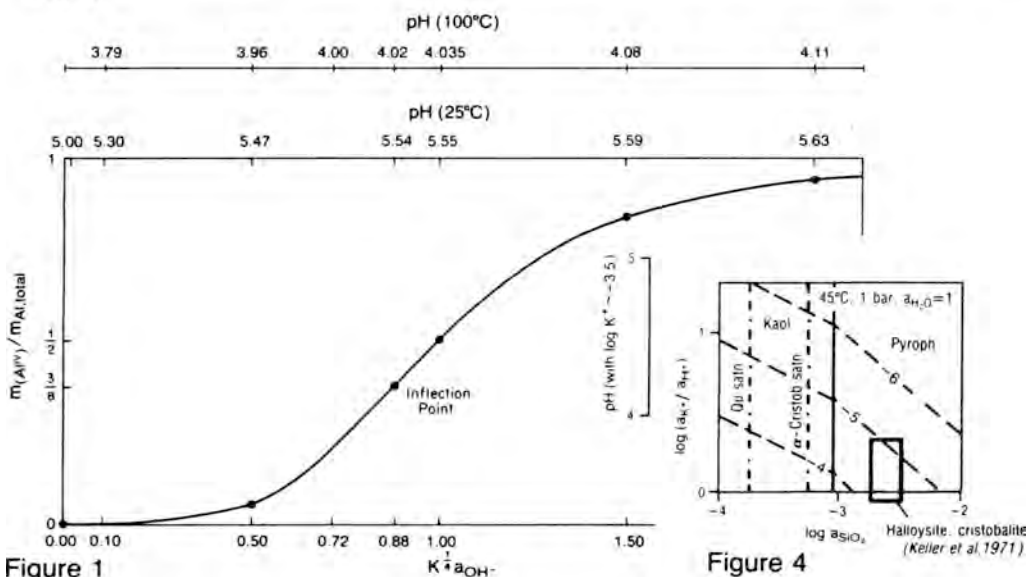


Figure 1

Figure 4



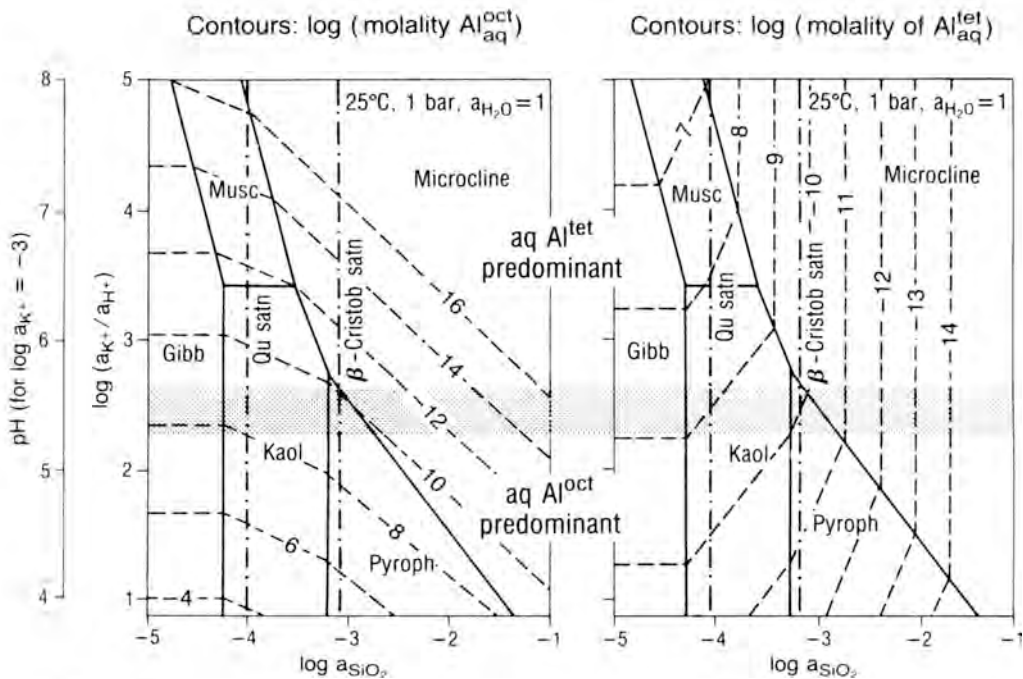
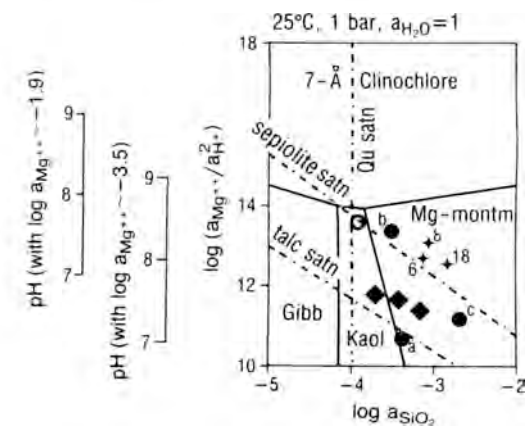


Figure 2

A

B



EXPLANATION

- ◆ Kaolinite + montmorill *Altschuler & al. (1963)*
- Smectite, celadonite *Kastner & Gieskes (1976)*

- (a) nontronite, (b) Fe-beidellite
- (c) saponite *Gac (1979)*
- △ Illite *Merino (1975 b); Merino & Ransom (1982)*

Figure 3

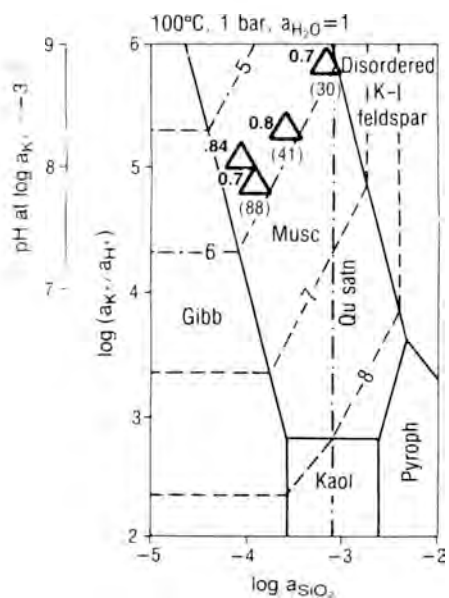


Figure 5

- △ Illite *Merino (1975 b); Merino & Ransom (1982)*

## RESONANCIA PARAMAGNETICA ELECTRONICA DEL $Fe(3+)$ EN CASITERITAS DE YACIMIENTOS ESPAÑOLES

MURCIEGO MURCIEGO, A.(1,2); GARCIA SANCHEZ, A.(1); MARTIN POZAS, J.M.(2); RUCK, R. (3) Y DUSAUSOY, Y. (3)  
(1) Centro Edafología y Biología Aplicada. C.S.I.C. Salamanca.  
(2) Dpto. Geología. Facultad Ciencias. Univ. Salamanca.  
(3) Lab. Cristallographie-Minéralogie. Univ. Nancy I. Francia.

Se ha estudiado la cristalografía del  $Fe(3+)$  acoplado a otros elementos menores o en trazas (Nb, Ta, Ti) en casiteritas procedentes de distintos tipos de yacimientos españoles, mediante Resonancia Paramagnética Electrónica (R.P.E.).

La R.P.E. del  $Fe(3+)$  nos ha permitido constatar la presencia de este ión en sustitución isomórfica dentro de la casiterita y distinguirlo del que está contenido en microinclusiones minerales que, con frecuencia, presenta este mineral, así como proponer posibles acoplamientos entre los diferentes elementos alojados en su red.

En la casiterita han sido descritos cinco centros paramagnéticos debidos al  $Fe(3+)$  en sustitución del  $Sn(4+)$ .

SN (geff. 8.00 y 5.6), I1 ( $g_x = 5.1$ ,  $g_y = 6.5$ ,  $g_z = 1.99$ ), Sd1 ( $g = 4.3$ ), Sd2 ( $g_x = 4.17$ ,  $g_y = 3.67$ ,  $g_z = 4.75$ ) y Sd3 (Calas et al., 1982; Dusauso y et al., 1987; Ruck et al., 1988). Para cada uno de ellos se han propuesto diferentes procesos de compensación de cargas: Sd1 e I1 --  $Fe(3+)$  acoplado a  $OH^-$  a larga y corta distancia respectivamente; Sd2 y Sd3 --  $Fe(3+)$  acoplado al Nb ( $5+$ ), y Ta ( $5+$ ), respectivamente, a corta distancia; SN -- su mecanismo de compensación de cargas aún no se ha dilucidado.

Este trabajo ha sido realizado con el propósito de poder conocer cómo varía el espectro R.P.E. del  $Fe(3+)$  en función de la composición química de la casiterita y su posible relación con la procedencia genética de ésta.

Se han estudiado casiteritas titaníferas esencialmente, con Fe y Nb (yacimientos filonianos de La Parrilla y Calabor), titaníferas con Fe, Nb y algo de Ta (yacimientos filonianos de Sultana, y El Cubito), menos titaníferas con importantes contenidos en Fe, Nb y Ta (pegmatitas de El Cubito y S.M<sup>a</sup> de Sando) y, finalmente, sin titanio, pero con elevados contenidos en Fe, Nb y Ta (yacimientos filoniano de Golpejas y la pegmatita de Las Navas).

Los espectros R.P.E. correspondientes se pueden englobar, de forma general, en dos grupos, tomando como criterio la presencia o no de bandas de resonancia del  $Fe(3+)$  acoplado al Ta ( $5+$ ) (bandas Sd3):

1.- Espectros R.P.E. con bandas de resonancia de los centros paramagnéticos SN, Sd1, Sd2 e I1(I). De ellas, Sd1 es la de mayor intensidad, de intensidad media I1 y Sd2 y, finalmente, las del SN de una intensidad muy baja (espectros de La Parrilla y Calabor).

2.- Espectros R.P.E. en los que, además de las bandas de resonancia citadas, existen otras debidas a un nuevo centro paramagnético (Sd3). La intensidad de las bandas Sd2 y SN es mayor con respecto a los espectros del primer grupo mientras que la de los centros Sd1 e I1(I) es menor. La intensidad global de estos espectros es inferior a la que presentan los del primer grupo (espectros del resto de las casiteritas estudiadas).

El análisis R.P.E. de zonas claras y oscuras de algunas de las casiteritas anteriores muestra que el espectro de las zonas claras es similar a los del primer grupo, mientras que el de las zonas oscuras se asemeja a los del segundo grupo.

La interpretación conjunta de los datos de R.P.E. y de la microsonda electrónica nos permite extraer las siguientes conclusiones acerca de la cristalografía de los elementos menores o en traza que acompañan al Sn en las casiteritas estudiadas:

- La sustitución isomórfica del Hierro (Fe(2+) o Fe(3+)) en la casiterita se realiza de forma acoplada, con la simultánea introducción en el mineral de los elementos Nb(5+) y Ta(5+).

- En las casiteritas con alto contenido en Hierro, la mayoría de éste, probablemente, no está como Fe(3+). Ello se evidencia por la disminución de la intensidad global del espectro de estas casiteritas. Dicho elemento podría estar como Fe(2+) alojado en la red de ésta o como constituyente de microinclusiones no observables a la microsonda.

- La comparación de los espectros R.P.E. de las zonas claras y oscuras indican que las principales impurezas responsables de la coloración de las casiteritas son Fe(2+ o 3+), Nb y Ta.

- La R.P.E. es una técnica apropiada y rápida en la caracterización química y genética de la casiterita.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- CALAS, G. et COTTRANT, J.F. (1982) - *Cristallochimie du fer dans les cassiterites bretonnes*. Bull. Minéral. 105, 598-605
- DUSAUSOY Y., RUCK R., et GAITE J.M. (1987) - Study of the symmetry of Fe<sup>3+</sup> sites in SnO<sub>2</sub> by electron paramagnetic resonance. Aceptado en *Physics and Chemistry of Minerals*.
- RUCK R., NGUYEN-TRUNG C. et DUSAUSOY Y. (1987d) - Processus de compensation de charges des éléments en traza dans la structure SnO<sub>2</sub>. Réunion annuelle de l'Association Française de Cristallographie.

## CAMBIOS MINERALOGICOS Y MICROESTRUCTURALES PRODUCIDOS EN UNA PIROFILITA MEDIANTE TRATAMIENTOS TERMICOS

SANCHEZ SOTO, P.J. Y PEREZ RODRIGUEZ, J.L.  
Instituto Recursos Naturales y Agrobiología. C.S.I.C. Sevilla.

Dentro de los minerales de la arcilla, la pirofilita suele ser uno de los menos abundantes, aunque en los últimos años se contempla como un material de interés comercial (Rieger, 1981).

Con frecuencia este mineral aparece asociado a caolinita y mica aunque también puede contener otros accesorios en menor proporción como clorita, feldespatos, hematites y rutilo, e incluso se ha detectado en suelos (Maqueda et al., 1986).

Debido a sus propiedades físicas, en ocasiones se ha confundido con talco. Sin embargo, ambos minerales difieren notablemente en sus propiedades químicas y sobre todo en la resistencia a las altas temperaturas (Harben, 1981).

El objetivo de este trabajo es estudiar las transformaciones tanto mineralógicas como microestructurales que se producen en una pirofilita como consecuencia de tratamientos térmicos. Para ello, se han sometido muestras de este silicato a calentamiento dinámico en un equipo de ATD-TG hasta 1430°C, estudiándose las fases formadas por medio de la difracción de rayos X y los cambios microestructurales producidos mediante microscopía electrónica de barrido.

La curva de ATD muestra un ancho efecto endotérmico con un máximo a 760°C asociado a la deshidroxilación progresiva del mineral por pérdida de los OH estructurales (MacKenzie, 1970). Asimismo, se aprecian también dos efectos exotérmicos poco intensos a 1215°C y 1325°C respectivamente.

El estudio realizado por DRX indica la formación de pirofilita deshidroxilada y su persistencia a temperaturas por encima de 1000°C en concordancia con los resultados de Wardle y Brindley (1972).

Por otra parte, la cristalización de nuevas fases como mullita ( $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ ) y más tarde cristobalita, a expensas de la paulatina desaparición de la fase deshidroxilada se hace patente por DRX y se asocia a los dos efectos exotérmicos que aparecen en la curva de ATD.

El estudio por SEM de las muestras tratadas térmicamente indica que la pirofilita deshidroxilada conserva la misma microestructura original si bien la formación de mullita y cristobalita así como el desarrollo de la fase vítrea, líquida a las temperaturas estudiadas, altera sustancialmente el aspecto final del material.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- HARBEN, P.W. (1981), Industrials Minerals Consumer Survey, Ed. Metal Bulletin 125-129
- MACKENZIE, R.C. (1970) Differential Thermal Analysis, Vol. I, Ed. Academic Press
- MAQUEDA, C.; PEREZ RODRIGUEZ, J.L. y JUSTO, A. (1986), Bol. Soc. Esp. Min. 9, 107-113
- RIEGER, K.C. (1981), Proc. Min. and Chem. in Glass and Ceramics-the next decade 37-44, Ed. Metal Bulletin
- WARDLE, R. y BRINDLEY, G.W. (1972), Am. Miner., 57, 732-750

## LOS FOSFATOS DE LAS PEGMATITAS GRANITICAS DE LA SIERRA ALBARRANA Y DE SUS FORMACIONES ENCAJANTES

GONZALEZ DEL TANAGO, J. Y PEINADO, M.  
Dpto. Petrología-Geoquímica. Univ. Complutense Madrid.

El área de Sierra Albarrana puede considerarse de una manera sintética, integrado por dos grandes unidades constituidas fundamentalmente por gneises y micaesquistos. Ambas unidades están afectadas por un metamorfismo regional poli-fásico.

Dentro de este conjunto se ubica una serie de cuerpos pegmatíticos, de naturaleza granítica, que pueden referirse a dos tipos principales "E" y "G" en atención a sus características genéticas, texturales y mineralógicas, determinando una zonalidad a escala de afloramiento.

Los fosfatos que se presentan en general en la Sierra Albarrana y especialmente en sus pegmatitas pueden agruparse en tres conjuntos mineralógicos:

1) Apatitos s.l. de abundante y ubicua presencia en todas las litologías del área. Están especialmente representados en todos los cuerpos pegmatíticos y también aunque en menor medida en las venas de segregación metamórfica.

Su génesis es temporalmente muy amplia, aun cuando la mayoría de ellos están asociados a la segunda fase metamórfica.

En general su quimismo denota importantes variaciones en el contenido de F, Fe, y Mn, apreciándose en algunos casos zonalidades respecto a estos elementos.

Por otro lado presenta en algunos casos moderados contenidos en Y y Ce, que probablemente tienen su origen en inclusiones submicroscópicas de monacita y xenotima.

2) Fosfatos de hierro y manganeso, pertenecientes a la serie de la graffonita y a la serie de la triplita (magniotriplita) La mayor parte de los mismos se encuentran en las pegmatitas del tipo "E".

Los procesos de hidrotermalismo producen a partir de graffonita; rockbridgeita, fosfosiderita y óxidos de hierro y manganeso.

3) Fosfatos de Y y tierras raras del tipo monacita y xenotima, en general de escasa presencia sobre todo la xenotima. Están localizados preferentemente en las pegmatitas del tipo "G".

4) Fosfatos hidratados de uranio (torbernita, autunita, fosfuranilita, etc.), los cuales se encuentran fundamentalmente como productos de alteración de los minerales de uranio bien formándose directamente sobre ellos mismos, bien haciéndolo sobre diaclasas de la roca a favor de planos de mayor circulación de fluidos.

Palabras clave: Sierra Albarrana, Pegmatita, Fosfato

**CARACTERIZACION MINERALOGICA DE LA ALANITA DE BURGUILLOS DEL CERRO, MINA MONCHI (BADAJOZ)**

**FORTEZA,M.(1); DOMINGUEZ,S.(2); CORNEJO,J.(3) Y ALVAREZ,M.A.(1)**  
**(1) Dpto. Geología. Facultad Químicas. Univ. Sevilla.**  
**(2) Dpto. Geología. Facultad Químicas. Univ. Cadiz.**  
**(3) Instituto Recursos Naturales y Agrobiología.C.S.I.C.Sevilla.**

En este trabajo se estudia la alanita de la Mina Monchi localizada en un skarn de hedenbergitas, presente en el contacto de las calizas de la Sierra del Cordel con el batolito granítico de Burguillos del Cerro (Badajoz).

La alanita en estudio  $(R,Ca)_2(Fe, Al)_3 Si_3O_{12} (OH)$ , opaca, de color oscuro a negro y zonada, se presenta en cristales prismáticos o tabulares paralelos a "b", es debilmente radioactiva. Aparece asociada a epidota que rellena fracturas y bordes de cristales en perfecta concordancia cristalográfica pero no óptica. Al mismo tiempo y para diferentes cristales, se observan diferentes estados de alteración estructural en la alanita.

Se comparan los resultados obtenidos por DRX para estas muestras, después de su calentamiento a diferentes tiempos y temperaturas inferiores a 850°C. Se discute el grado de ordenamiento estructural en función de la temperatura.



## ANFIBOLES ASBESTIFORMES ASOCIADOS A AFLORAMIENTOS DE METABASITAS EN SANTOMERA Y LOS NIETOS (MURCIA)

JAEN, M.(1); FERNANDEZ TAPIA, M.T.(2) Y ARANA, R.(2)

(1) Dpto. Didáctica Ciencias Experimentales. Univ. Murcia.

(2) Dpto. Química Agrícola-Geología-Edafología. Univ. Murcia.

Las metabasitas del área de Santomera encajan en rocas carbonatadas del Trías medio-superior (Unidad Bermejo del Complejo Ballabona-Cucharón) mientras que en la zona de Los Nietos aparecen intercaladas en materiales del Complejo Alpujárride pertenecientes al grupo Lújar (Aldaya et al., 1979). La roca original, del tipo de una diabasa, ha sufrido una serie de transformaciones debidas fundamentalmente a la acción del metamorfismo alpino junto a una actividad hidrotermal y metasomática asociada a una etapa de tectonización intensa.

En estos afloramientos se observa una red generalizada de diaclasas mineralizadas en grado variable por rellenos producidos en la etapa hidrotermal. Uno de ellos está formado por masas fibrosas de aspecto asbestiforme constituidas por anfíbol y epidota, con pequeñas cantidades de cuarzo, calcita y clorita. El otro grupo de rellenos está formado por dolomita, calcita, cuarzo, clorita, talco y hematites (eventualmente con sulfuros y sulfosales de Fe y Cu).

En este trabajo se realiza un estudio mineralógico de los anfíboles muestreados en varias redes de diaclasas de los dos afloramientos. El estudio de los diagramas de rayos X revela muy pocas diferencias en los espaciados reticulares, con parámetros de celdilla muy próximos en todos los casos. Por el contrario, se observan algunos cambios significativos en la intensidad de las reflexiones debidos a la sustitución parcial Fe/Mg. En conjunto las reflexiones encontradas se corresponden muy estrechamente con las de actinolita. Asimismo, el estudio por microsonda electrónica pone de manifiesto pequeñas variaciones en la relación Fe/Mg, todas dentro del margen de composición de una actinolita (Leake, 1978).

Los cristales de anfíbol presentan un pleocroísmo que varía desde verde amarillento según  $\beta$  a verde azulado según  $\gamma$ . El ángulo de extinción oscila entre  $3^\circ$  y  $5^\circ$  y el valor medio de los índices de refracción es de  $\gamma = 1.640$  y  $\beta = 1.634$ .

En cuanto a la génesis de estos anfíboles se discute la posibilidad de que se deban a fenómenos relacionados con la actividad hidrotermal que afectó a estas rocas de forma generalizada en los distintos afloramientos del sureste peninsular, independientemente de la unidad tectono-estratigráfica con la que aparecen asociados.

### REFERENCIAS

- ALDAYA, F., GARCIA DUEÑAS, V. y NAVARRO VILA, F. (1979). Acta Geológica Hispánica, 14-1, 154-166.  
LEAKE, B.E. (1978). Min. Mag., 42, 533-563.

## MINERALES OPACOS EN LAS INTRUSIONES ALCALINAS DE TAMARGADA, LA GOMERA (ISLAS CANARIAS)

RODRIGUEZ, J.A.(1); DE LA NUEZ, J.(1) Y MARTINEZ FRIAS, J.(2)

(1) Dpto. Geología. Univ. La Laguna. Tenerife.

(2) Dpto. Geología. Museo Nacional Ciencias Naturales. C.S.I.C. Madrid

ABSTRACT.- Pyrite-pyrrhotite and magnetite-ilmenite associations in Tamargada's alkaline rocks are studied and used as geothermometric indicators. The former pair suggests a stability about 650-700°C for primary idiomorphic types and less than 500°C for secondary allotriomorphic ones. Magnetite-ilmenite pairs, point out an interval about 700-790°C that would come up to the magmatic crystallization temperature.

### INTRODUCCION

Las intrusiones alcalinas de Tamargada están situadas en un área reducida en las proximidades de dicha localidad y están compuestas fundamentalmente por gabros alcalinos y sienitas. Aparecen en contacto intrusivo con las rocas gabroides del complejo basal, constituyendo los últimos cuerpos intrusivos del mismo. El cuerpo plutónico intrusivo principal de Tamargada que se prolonga por venas y diques alcalinos produce en las rocas encajantes fenómenos de alcalinización (Cendrero, 1971). Los minerales accesorios que aparecen son magnetita y pirita, con intercrecimientos de ilmenita y pirrotina respectivamente, que son el objeto del presente trabajo.

### ASOCIACION MAGNETITA-ILMENITA

En las intrusiones alcalinas de Tamargada se observan cristales subidiomorfos de magnetita frecuentemente atravesados por pequeñas venillas y glóbulos de ilmenita, exseltos de la magnetita. De los pares de minerales analizados, se deduce una temperatura de estabilidad comprendida entre 700° y 790°C, con un valor medio de unos 750° C, para  $\log f_{O_2}$  del orden de -13 a -17 (Buddington y Lindsley, 1964; Carmichael 1967). Dichos valores indican la temperatura de emplazamiento de las intrusiones alcalinas de Tamargada.

### ASOCIACION PIRITA-PIRROTINA

En ella la pirita aparece en forma de cristales idiomorfos y subidiomorfos, alterados de forma incipiente a hematites. Otras veces la pirita rellena pequeñas grietas en la roca, mostrando una morfología más irregular e indicando un origen secundario en facies posteriores a la cristalización normal.

La pirrotina aparece como producto de desmezcla de la pirita, en forma de cristales esqueléticos, aciculares, estrellados o globulares y de muy reducidas dimensiones.

Las asociaciones minerales se sitúan entre los campos  $Fe_{1-x}S + FeS_2$  y  $FeS_2 +$  líquido en el diagrama de Ehlers (en Vaughan y Craig, 1978), en el que dado el intervalo composicional de las piritas analizadas (entre 52 - 67% atómico de Fe-S), las temperaturas de estabilidad de estas asociaciones, se sitúan por debajo de los 700° C; representando las composiciones cercanas al 52% de Fe-S unas temperaturas incluso por debajo de los 500° C. Estas últimas corresponden a piritas con texturas alotriomorfas rellenando pequeños huecos y grietas; mientras que las de más temperatura, están relacionadas con cristales más idiomorfos. Las composiciones que indican los valores de temperatura más elevados, corresponden probablemente a piritas cristalizadas durante el enfriamiento del magma sienítico; mientras que las piritas cuyas composiciones nos indican las temperaturas más bajas, se asocian probablemente a una cristalización posterior, relacionada con procesos hidrotermales. Estos procesos, están también puestos de manifiesto por la aparición de minerales característicos de un metamorfismo de grado bajo. En otras islas del archipiélago, se han estudiado procesos similares (De La Nuez y Arenas, en prensa), ligados a un metamorfismo hidrotermal originado por la elevada temperatura de otros cuerpos magmáticos, encontrándose valores termométricos similares a los aquí deducidos en las paragénesis metamórficas. En La Gomera, Fernández Santín (1979), estudia los fenómenos de propilitización de las rocas sálicas del complejo basal y a raíz de las paragénesis minerales observadas, deduce una temperatura media entre 300° y 500°C, intervalo en el cual quedarían incluidos los valores térmicos deducidos a partir de las piritas de menor contenido en hierro.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BUDDINGTON A.F. y LINDSLEY D.H. (1964).-Iron Titanium oxides minerals and synthetic equivalents. Jour. Petrol. 5,2:310-357.
- CARMICHAEL I.S.E. (1967).-The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. Contrib. Mineral. Petrol. 14, 36-64.
- CENDRERO A. (1971).- Estudio geológico y petrológico del complejo basal de la isla de La Gomera (Canarias). Estudios Geol. 27, 257-310
- DE LA NUEZ J. Y ARENAS R. (en prensa).-El metamorfismo hidrotermal de los gabros de la caldera de Taburiente, La Palma (Islas Canarias). Rev. Inv. Geológicas. Barcelona.
- FERNANDEZ SANTIN S. (1979).-Procesos de propilitización en rocas sálicas del complejo basal de la Gomera (Canarias). III Asamblea Nac. de Geod. y Geof. pp 1633-1654.
- VAUGHAN Y CRAIGG (1978).- Mineral Chemistry of metal sulphides. Cambridge University Press, Cambridge, England.

## ESTUDIO DE LA DESHIDRATACION DEL YESO MEDIANTE ESPECTROSCOPIA INFRARROJA

RULL, F.(1); ALIA, J.M.(2) Y ACOSTA, A.(2)

(1) Dpto. Física Materia Condensada, Cristalografía-Mineralogía y Química Inorgánica. Facultad Ciencias. Univ. Valladolid.

(2) Lab. Edafología- Mineralogía. Univ. Castilla-La Mancha.

El sistema yeso-basanita-anhidrita presenta ciertas particularidades desde el punto de vista cristalográfico, la más interesante de las cuales puede concretarse en la variación de sistemas según el orden monoclinico-hexagonal-ortorrómbico.

El cambio en las propiedades de simetría que acompaña a la pérdida del agua, refleja (o puede reflejar) el papel que dicha molécula desempeña en el establecimiento de las distintas redes cristalinas. Este supuesto, unido a la información que la espectroscopía vibracional suministra sobre la simetría molecular, nos ha llevado a plantear el presente trabajo.

En él, se estudia la pérdida de  $H_2O$  en dos rangos de temperatura: 120-150 °C y 300-400 °C, que corresponden, respectivamente, a las transformaciones yeso  $\rightarrow$  basanita y basanita  $\rightarrow$  anhidrita.

Se realizan estudios cinéticos, tanto a temperatura fija (variable = tiempo), cuanto a tiempo fijo (variable = temperatura).

Las zonas espectrales estudiadas, se concretan, por una parte, en las bandas de flexión (bending) y estiramiento (stretching) del  $H_2O$  y por otra, en las cuatro vibraciones fundamentales del grupo sulfato. Se realiza el pertinente estudio de correlación entre los tipos de vibración correspondientes al grupo molecular aislado, a la simetría de sitio y al grupo factor, tanto para el agua como para el anión.

Los resultados experimentales se analizan bajo la consideración de la posible no identidad de las moléculas de  $H_2O$  en el yeso, y de la diferenciación de dos tipos de agua distintos en la basanita.

## **CARACTERIZACION DE ALGUNAS CELESTINAS ESPAÑOLAS POR ESPECTROSCOPIA RAMAN E INFRARROJA**

**RULL, F.(1); LOPEZ AGUAYO, F.(2); ARANA, R.(3); ALIA, A.(4); PRIETO, A.(1) Y ACOSTA, A.(4)**

**(1) Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Facultad Ciencias. Univ. Valladolid.**

**(2) Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ. Zaragoza.**

**(3) Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Facultad Ciencias. Univ. Murcia.**

**(4) Lab. Edafología-Mineralogía. Univ. Castilla-La Mancha.**

Si bien existen en la bibliografía estudios previos sobre el análisis estructural de celestinas que incluyen el refinamiento de la estructura (Miyaka et al., 1978) y los espectros de IR (Farmer (1974), Hezel y Ross (1966)), no hay a nuestro conocimiento análisis espectroscópicos que incluyan la caracterización vibracional detallada por IR y Raman usando radiación polarizada y cristales orientados.

Por ello se ha realizado la caracterización de una serie de celestinas españolas a través de la espectroscopía IR y Raman utilizando muestras de diferentes yacimientos y con diferente morfología, cristalinidad y composición química. El presente trabajo se enmarca dentro de un plan de investigación más amplio que pretende la caracterización de minerales españoles por medio de técnicas espectroscópicas (básicamente Raman e IR) relacionando el comportamiento espectroscópico con la estructura y la composición química.

Los ejemplares seleccionados corresponden a cinco yacimientos del SE de España localizados en las provincias de Granada, Jaén, Almería y Murcia. Tres de ellos, relacionados con diferentes procesos hidrotermales, encajando en materiales carbonatados de distintas edades, corresponden a los yacimientos de La Hortichuela y Saltador (Murcia) y a Las Gacias (Almería), (Arana y Lopez Fenoy, 1982, 1983 y Arana, 1984). La celestina proveniente de Montevives es claramente sedimentaria, generada en un proceso diagenético temprano de reemplazamiento de carbonatos con estructura estromatolítica (Martín et al., 1984) y finalmente la celestina de Jaén, también sedimentaria y diagenética, reemplazando dolomías triásicas (Sanz de Galdeano et al., 1984).

En este último caso, las muestras obtenidas ofrecían monocristales de suficiente tamaño y calidad óptica como para ser utilizados en espectroscopía Raman en luz polarizada y cristal orientado. En el resto de las muestras

no concurrían estas circunstancias y el análisis espectroscópico Raman se realizó con radiación no polarizada, directamente sobre la masa policristalina de la muestra, mientras que los espectros IR fueron tomados sobre pastillas en KBr de muestra pulverizada.

Los resultados obtenidos nos han permitido realizar un estudio vibracional completo dentro del grupo factor del cristal para la celestina de Jaén. Este estudio es tomado como referencia para establecer un análisis comparativo del comportamiento vibracional de las distintas celestinas estudiadas el cual muestra que, desde el punto de vista estructural y dinámico-vibracional, la sustitución de Sr por Ba y otros iones en menor proporción no altera de una forma importante la geometría de la celdilla unidad. En cambio, si se producen diferencias en las bandas de vibración provenientes de los grupos sulfato.

Estas diferencias son interpretadas en términos de las alteraciones del campo cristalino alrededor del anión debidas a la sustitución catiónica, por un lado y a la perturbación del acoplamiento vibracional de esos mismos aniones por la disposición aleatoria de los sustituyentes, por otro.

ARANA, R. (1984). Itinerarios geológicos por la región murciana Inst. Cienc. Educ. Univ. Murcia. 156pp.

ARANA, R. y LOPEZ FENOY, V. (1982). Estudio mineralógico del yacimiento de celestina de las Garcías (Huerca-Overa, Almería). Bol. Soc. Esp. Mineralogía. 5:123-133.

ARANA, R. y LOPEZ FENOY, V. (1983). Estudio mineralógico del yacimiento de celestina del Saltador (Lorca, Murcia). Lib. Homenaje a C. Felgueroso, 21-33.

MARTIN, J.M.; ORTEGA-HUERTAS, and TORRES-RUIZ, J. (1984). Génesis and evolution of strontium deposits of the Granada basin (Southeastern Spain): Evidence of diagenetic replacement of a stromatolitic belt. Sedimentary Geology. 39:281-298.

SANZ DE GALDEANO, C.; ORTEGA, M.; RODRIGUEZ, J y VELILLA, N. (1984). Mineralizaciones de celestina en olistostromas de la depresión del Guadalquivir (NE de Jaén, España). Bol. Geol. y Min. 95: 268-276.

## RELACION ENTRE JAROSITAS DE AMBIENTES NATURALES Y SUS ANALOGOS SINTETICOS

LOPEZ GARCIA, J.A.(1); LOPEZ ANDRES, S.(1) Y GARCIA-MARTINEZ, O.(2)  
(1) Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ. Complutense Madrid.  
(2) Instituto Materiales. C.S.I.C. Madrid.

Las jarositas naturales de la Sierra de Cartagena corresponden al término plumbojarosita con pequeñas cantidades de  $K^+$  y  $H_3O^+$ , producidas en los procesos de alteración supergénica desarrollados en las mineralizaciones de Fe-Pb-Zn de la zona (López-García, 1987).

Con el fin de analizar la relación existente entre esta fase mineral y sus análogos obtenidos en el laboratorio se sintetizaron en condiciones variables de temperatura (entre temperatura ambiente y 120°C) jarositas de sodio, potasio, plata y amonio y una serie de jarositas en las que el hierro está parcialmente sustituido por  $Zn^{2+}$  (López-Andrés, 1987).

El conjunto de muestras se identificó mediante difracción de rayos X, microscopía óptica de reflexión y microscopía electrónica de transmisión.

Las técnicas utilizadas para obtener parámetros comparativos entre las jarositas naturales y sintéticas han sido:

\* Difracción de rayos X, para el cálculo de los parámetros cristalinos.

\* Difracción de electrones, con el fin de observar los posibles defectos introducidos en la red debido a la presencia de cationes divalentes ( $Pb^{2+}$  y  $Zn^{2+}$ ) en los huecos de los cationes mono y trivalentes.

\* Descomposición térmica (ATD, TG y ATG), para determinar la presencia de agua en la estructura de las jarositas y su relación con la presencia de cationes divalentes.

\* Espectroscopía Infrarroja, para determinar la presencia de grupos  $OH^-$ ,  $H_2O$  y  $H_3O^+$ , presentes en estas fases.

La comparación de todos estas características es analizada en función de los distintos parámetros que determinan las condiciones de formación tanto de las jarositas naturales como de las sintéticas: pH, concentración de los elementos, temperatura, etc.

## REFERENCIAS

- LOPEZ-GARCIA, J.A. (1987). Estudio mineralógico, textural y geoquímico de la zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena. Ed. Univ. Complutense.  
LOPEZ-ANDRES, S. (1987). Cristaloquímica y propiedades físico-químicas de materiales tipo jarosita. Ed. Univ. Complutense.

## QUIMISMO DE LOS PRODUCTOS DE ALTERACION SUPERGENICA EN LOS DISTRITOS MINEROS DE MAZARRON Y SIERRA ALMAGRERA (SE ESPAÑA): APROXIMACION ESTADISTICA

ARANA, R.(1); LOPEZ AGUAYO, F.(2); RUIZ GOMEZ, J.M.(3); PEREZ SIRVENT, C.(1) Y RODRIGUEZ GORDILLO, J.(4)

(1) Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Univ. Murcia.

(2) Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza.

(3) Dpto. Matemática Aplicada y Estadística. Univ. Murcia.

(4) Dpto. Mineralogía-Petrología. Univ. Granada.

En este trabajo se estudian las relaciones entre los componentes mayoritarios de los productos de alteración supergénica:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{SO}_4$ , Al,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ , Zn y K, así como los minoritarios más comunes:  $^{4}\text{Ti}$ , Mn, Ca, Mg, Na, Sr, Rb, Li, Cr, Cd, Ni, Co, Cu y Pb. En un número más reducido de muestras se han considerado también otros elementos de gran interés en la evolución geoquímica de los procesos de alteración, tales como Ag, As, Sb, Ba y Ge.

Las características geológicas de estos distritos mineros y los principales rasgos de las mineralizaciones y de los productos de la alteración supergénica se han descrito en trabajos previos (Arana y López-Aguayo, 1986; López-Aguayo y Arana, en prensa).

El estudio estadístico realizado incluye el cálculo de las matrices de correlación entre todos los elementos analizados, el análisis comparado (T de Student) de las dos áreas de trabajo, Mazarrón y S<sup>a</sup> Almagrera y, finalmente la regresión múltiple para algunos elementos que se estiman de interés en los procesos de alteración.

El análisis comparado de las dos áreas ha puesto de manifiesto que, en general, no hay diferencias significativas en el comportamiento de la mayoría de los elementos si se exceptúan Ca, Pb, Zn, Mg, Sr, Co y Ni. En estos casos los contenidos medios son diferentes, encontrándose una mayor abundancia de los tres primeros en Mazarrón y de los cuatro últimos en S<sup>a</sup> Almagrera.

El análisis comparado de los coeficientes de correlación lineal entre los distintos elementos pone de relieve algunas diferencias para el mismo elemento en las dos áreas de estudio. Así, se pueden destacar las siguientes:

a) El  $\text{SiO}_2$  presenta una correlación positiva y muy significativa con Al y Na en S<sup>a</sup> Almagrera, mientras que en Mazarrón esta correlación no es observable.

b) El  $\text{SiO}_2$  se correlaciona negativamente con el Fe en sus dos estados de oxidación en ambas áreas. De una forma similar lo hace el  $\text{SO}_4$ .

c) El Al presenta una correlación positiva muy significativa



con Ti, Cr y Li en S<sup>a</sup> Almagrera mientras que no lo hace en el área de Mazarrón.

Por otra parte, se ha hecho un análisis del grado de influencia recíproca de los distintos elementos estudiados en cada área de trabajo, agrupando los que se correlacionan positivamente y los que lo hacen negativamente utilizando para ello las expresiones de la correlación múltiple. De esta forma se ha llegado a un conocimiento global del grado de dependencia entre los distintos componentes, permitiendo elaborar así un modelo de evolución geoquímica del proceso de alteración supergénica que resulta más complejo en el caso del distrito minero de Mazarrón.

#### REFERENCIAS

ARANA, R. y LOPEZ-AGUAYO, F. (1986). Excursion to the Mining District of Mazarron (Murcia). Geoch. Earth Surf. and Proc. Miner. Formation. Field Excursions, 45-60. Granada.

LOPEZ-AGUAYO, F. y ARANA, R. Alteración supergénica de sulfuros en algunos yacimientos del SE de España. Nota Preliminar. Estudios geol. (En prensa).

## MINERALOGIA DE ROCAS LAMPROITICAS Y DE SUS PRODUCTOS DE ALTERACION AL ESTE DE MAZARRON (MURCIA)

MANCHEÑO, M.A.(1); FERNANDEZ TAPIA, M.T.1; LOPEZ AGUAYO, F.(2) Y ARANA, A.(1)

(1) Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Univ. Murcia.

(2) Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza.

En el borde sur de la sierra de Lo Alto, al este de Mazarrón, se localizan diversos afloramientos de rocas lamproíticas (Collado Oliva, Cabezo Redondo, Campo Perdido y Cota 200) que presentan una alteración apreciable tanto en el campo como al observarlas al microscopio de forma que es posible encontrar todas las transiciones entre la roca fresca y el material suelto, completamente desagregado. Parte de estos afloramientos han sido estudiados por Corbella (1969), Rodríguez Badiola (1973) y Larouzière (1985), tanto en los aspectos químicos y mineralógicos como en su relación con el volcanismo mioceno del área de Mazarrón. En este trabajo se realiza un estudio microscópico y por difracción de rayos X de la alteración de estas rocas ultrapotásicas para lo cual se han diferenciado en tres grupos de muestras: roca compacta, material suelto procedente de ella y fracciones  $20-2 \mu$  y  $< 2 \mu$ .

La roca compacta presenta un quimismo variable dentro de cada afloramiento así como de unos a otros en función de su grado de alteración. Así, el contenido en  $K_2O$  oscila entre 4 y 9.5 % (Larouzière, 1985). También existen apreciables diferencias químicas y mineralógicas en los enclaves asociados a estas rocas. Los minerales fundamentales de las lamproítas son: sanidina automorfa con abundantes inclusiones vítreas, flogopita fuertemente pleocroica y con numerosas inclusiones metálicas, forsterita parcial o totalmente alterada, plagioclasa cálcica zonada, acompañados de cantidades menores de cuarzo, ortopiroxeno, clinopiroxeno, espinela y carbonatos secundarios. El contenido en vidrio, siempre importante, varía ampliamente de unos afloramientos a otros.

La fracción  $20-2 \mu$  presenta una mineralogía a base de mica, interestratificados ilita-esmectita, caolinita, algo de clorita y algunos minerales relictos de la roca. En conjunto, el proceso de alteración de estas rocas ultrapotásicas va asociado a un aumento progresivo en el contenido en esmectitas.

### REFERENCIAS

CORBELLA, J.H. (1969). Etude géologique de la Sierra de las Moreras (Murcia, Espagne). Thèse Univ. París 6, 158 p.

RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1973). Estudio petrológico del volcanismo terciario de Cartagena y Mazarrón, SE España. Tesis, 177 p.

LAROUZIERE, F.D. (1985). Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et de Mazarrón (Cordillères Bétiqes Internes, Espagne). Thèse Univ. París 6, 316 p.

## LAS MICAS DE LAS ROCAS METAMORFICAS PRECAMBRICAS EN LAS ZONAS CENTRO-IBERICA MERIDIONAL Y OSSA-MORENA

LOPEZ MUNGUIRA, A.(1); SEBASTIAN PARDO, E.(2) Y NIETO, F.(2)

(1) **Unidad Estructural Cristalografía-Mineralogía. Facultad Ciencias. Univ. Badajoz.**

(2) **Dpto. Mineralogía-Petrología. Univ. Granada.**

La "Serie Negra" constituye la formación más característica del Precámbrico de la Zona de Ossa-Morena. Está formada por una alternancia, con metamorfismo progresivo, de esquistos biotíticos, anfibolitas, pizarras y cuarcitas negras. La edad del conjunto se ha establecido como Proterozoico medio-superior. La serie metamórfica de la Zona Centro-Ibérica está constituida en su mayor parte, por el "Complejo Esquisto Grauváquico". Forma una secuencia en la que alternan conglomerados, areniscas, grauvacas y lutitas. El metamorfismo es de grado bajo a muy bajo. La edad está comprendida entre el Véndico superior y Cámbrico inferior. La Formación Azuaga, enclavada en el límite entre ambas zonas, está constituida por la alternancia de metapelitas y metagrauvacas con intercalaciones de cuarcitas. La edad, aún sin establecerse de forma definitiva, apunta hacia un Proterozoico superior.

La mineralogía de la roca íntegra, deducida a partir de difracción de rayos X, en las tres formaciones está compuesta fundamentalmente por cuarzo, feldspatos y filosilicatos. Sus proporciones relativas varían ampliamente, aunque los filosilicatos son mayoritarios, tanto en el Complejo Esquisto Grauváquico como en la Formación Azuaga; en la Serie Negra las proporciones de estas tres fases mineralógicas son similares.

Los filosilicatos que aparecen son principalmente mica y clorita. Así mismo, se han detectado pequeñas proporciones de otros filosilicatos tales como caolinita, esmectita e interestratificados de tipo clorita-vermiculita, que se han interpretado como producidas por la alteración de la roca posterior al proceso metamórfico.

La mica es la fase mineralógica más importante e incluso en algunas ocasiones, el único filosilicato presente. Son generalmente, micas blancas potásicas de carácter dioctaédrico, aunque en la Serie Negra existe también abundante biotita, y en la Formación Azuaga, la presencia de cloritas retrometamórficas indica una existencia previa de dicha mica.

El examen por medio de microscopio electrónico de barrido revela que las micas presentan una morfología en láminas irregulares aplanadas; en el caso de la Serie Negra estas láminas tienen los bordes fibrosos.

La relación de las intensidades de las reflexiones basales (002, 004 y 0010), Rey y Kübler (1983), así como el valor del eje  $b_0$ , Cipriani et al. (1968), indican que son de carácter fengítico, más acusado en la Serie Negra y con una tendencia moscovítica en la Formación Azuaga.

De los análisis puntuales realizados por espectrometría de dispersión de rayos X se desprende que el catión interlamina mayoritario es el K, no habiéndose detectado Na en ningún caso. La Serie Negra presenta pequeñas proporciones de Ti y mayor

contenido en Fe. Estos dos elementos están relacionados con la presencia de biotita en esta formación. El Ti, a su vez, está directamente relacionado con el grado de metamorfismo, Guidotti (1984).

Los valores del índice de cristalinidad, que oscilan entre 0.18 y 0.20° de 2 $\theta$ , indican metamorfismo de bajo grado, que corresponde a la epizona según la terminología de Kübler (1968).

El eje  $b_0$  de las micas blancas proporciona información sobre la relación P/T, Sassi y Scolari (1974), es decir sobre el gradiente metamórfico que ha afectado a la roca. Los valores medios de este parámetro son:  $b_0=9.010$  Å en el Complejo Esquisto Grauváquico,  $b_0=9.001$  Å en la Formación Azuaga. En la Serie Negra se han obtenido dos valores distintos en función de la litología, uno corresponde a los esquistos biotíticos ( $b_0=9.006$  Å) y otro a las pizarras y grauvacas ( $b_0=9.020$  Å). Estos valores significan que el gradiente metamórfico sería más alto (alta temperatura y/o baja presión) en los esquistos biotíticos de la Serie Negra y en la Formación Azuaga, mientras que en el Esquisto Grauváquico y en las pizarras y grauvacas de la Serie Negra, el gradiente sería más bajo. La variación del gradiente metamórfico en la Serie Negra se explica como debida a la existencia de diferentes fases de deformación para cada unidad, o bien al aumento del gradiente térmico en la base producido por el emplazamiento de rocas ígneas básicas, que afectarían en mayor medida a los esquistos biotíticos.

El espaciado basal indica el grado de paragonitización, de tal manera que conforme aumenta el contenido en Na, el espaciado basal disminuye, Martín Ramos (1976). Por otra parte, la cantidad de Na en las moscovitas y fengitas metamórficas aumenta con la temperatura. Los valores medios de este parámetro son: en la Serie Negra,  $d(0010)=1.9971$  Å; en el Esquisto Grauváquico,  $d(0010)=1.9978$  Å y en la Formación Azuaga,  $d(0010)=1.9972$  Å. Los coeficientes de correlación del eje  $b_0$  con el espaciado basal son  $r=-0.22$ ;  $r=-0.71$  y  $r=0.58$  respectivamente, lo que indica que, debido a la ausencia de Na, el espaciado basal es función, fundamentalmente, del grado de fengitización, en particular para la Serie Negra y, en menor medida, para el Esquisto Grauváquico, por lo que estas dos formaciones presentan una correlación negativa con el parámetro  $b_0$ . Sin embargo, en la Formación Azuaga, cuyo coeficiente de correlación es de signo positivo, el espaciado basal debe estar relacionado con el grado de paragonitización que produce una disminución conjunta de ambos parámetros con el aumento de la temperatura.

## REFERENCIAS

- CIPRIANI, C.; SASSI, F.P. y VITERBO, C. (1968), **Rend. Soc. Ital. Min. Petr.** 24, 153-302.
- GUIDOTTI, C.V. (1984), **Min. Soc. Amer.** 13, Bailey ed.
- KUBLER, B. (1968), **Bul. Centre Rech. Pau-S.N.P.A.** 2, 285-307.
- MARTÍN RAMOS, D. (1976), Tesis Doc. Univ. Granada. 244 pp.
- REV, J.P. y KUBLER, B. (1983), **Schweiz. Min. Petrgr.** 63, 13-36.
- SASSI, F.P. y SCOLARI, A. (1974), **Contr. Mineral. Petrol.** 45, 143-152.

## CARACTERIZACION DE LAS CLORITAS DE LAS ROCAS METAMORFICAS PRECAMBRICAS EN LAS ZONAS DE OSSA-MORENA Y CENTRO-IBERICA MERIDIONAL

LOPEZ MUNGUIRA, A.(1); SEBASTIAN PARDO, E.(2) Y NIETO, F.(2)  
(1) Unidad Estructural Cristalografía-Mineralogía. Facultad Ciencias. Univ. Badajoz.  
(2) Dpto. Mineralogía-Petrología. Univ. Granada.

Se han estudiado las características cristaloquímica de las cloritas que forman parte de las rocas metamórficas de edad Precámbrico superior en tres formaciones representativas del Macizo Hespérico meridional: la Serie Negra en la zona de Ossa-Morena, el Complejo Esquisto Grauváquico en la parte meridional de la zona Centro-Ibérica y la Formación Azuaga en el límite entre ambas zonas.

La mineralogía fundamental está formada siempre por cuarzo, feldspatos (de tipo albita-oligoclasa) y filosilicatos. Estos últimos son mayoritariamente mica y clorita, López Munguira (1987).

El examen por medio de microscopio electrónico de barrido, ha revelado que las cloritas presentan una morfología en grandes placas irregulares.

En los microanálisis realizados por medio de espectrometría de dispersión de rayos X, se han detectado pequeñas proporciones de K. Este elemento tiene un radio iónico muy grande en relación a los huecos existentes en la red de la clorita, por lo tanto, es posible que existan intercrecimientos de láminas de mica dentro de las grandes placas de clorita, Franceschelli et al. (1986).

Los valores medios de algunos parámetros cristaloquímicos se indican a continuación:

	d(001)A	Al t*	b <sub>c</sub> A	Fe t**
Serie Negra	14.12	2.86	9.280	1.89
Esquisto Grauváquico	14.11	2.94	9.289	2.13
Formación Azuaga	14.07	3.17	9.294	2.27

\* según la fórmula de Albee (1962)

\*\* según la fórmula de Brindley (1961) y la metodología propuesta por Nieto y Rodríguez Gallego (1983)

Todas las cloritas tienen carácter trioctaédrico, lo cual se deduce de los valores del eje b<sub>c</sub>.

El contenido en Al total, Mg, y Fe revela que las cloritas tienen un origen metamórfico en las tres formaciones estudiadas, Velde (1979). Así mismo, se han podido clasificar como términos intermedios entre chamosita y clinocloro, Bailey (1981).

En la Formación Azuaga se han encontrado cloritas de retro-metamorfismo, más ricas en Fe, que se interpretan como originadas a partir de biotitas existentes en la composición original de la roca.

Los valores del eje  $b_0$  y el espaciado basal  $d(001)$ , que están relacionados con el contenido en Fe y Al total respectivamente, presentan, a su vez, una fuerte dependencia con la temperatura de formación de las cloritas, de tal manera que a mayor contenido en Fe y Al, la temperatura a la que éstas se han formado es menor, Brindley (1961); Albee (1962); Nieto y Rodríguez Gallego (1983). No obstante, el contenido en Fe y el parámetro F/FM (Fe/Fe+Mg) de la clorita están influenciados también por la composición química de la roca, ya que el coeficiente de correlación con el F/FM de la roca es de signo positivo. A partir de las correlaciones entre el Al octaédrico y el Fe (Noack et al. 1986), en cada una de las formaciones, se puede deducir que esta temperatura es mayor en la Serie Negra, intermedia en la Formación Azuaga y menor en el Complejo Esquisto Grauváquico. Sin embargo los datos de contenido en Al de la Formación Azuaga revelan temperaturas más bajas que para las otras dos formaciones. Esta contradicción debe ser consecuencia de la mezcla de las cloritas metamórficas s. str. y retrometamórficas, ya que el cálculo del Al se realiza a partir de los valores del espaciado basal y éste corresponde a la totalidad de las cloritas presentes en cada muestra. Así mismo, hay que tener en cuenta el efecto que los procesos de alteración posterior al metamorfismo, bastante intensos, como lo demuestra la presencia de esmectita, caolinita e interestratificados, han podido producir sobre el contenido en Fe de la clorita (Nieto et al. 1980), modificando los parámetros descritos.

#### REFERENCIAS

- ALBEE, A.L. (1962), *Amer. Mineral.* 47, 851-870.  
BAILEY, S.W. (1981), *Clay Mineral* 15, 85-93.  
BRINDLEY, G.W. (1961), *The x-ray identification and crystal structures of clay mineral* ed. London Mineral Soc.  
FRANCESCHELLI, M.; MELLINI, M. y RICCI, C.A. (1986), *Contrib. Min. Petrol.* 93(2), 137-143.  
LOPEZ MUNGUIRA, A. (1987), *Tesis Doct.* Univ. Granada. 234 pp.  
NIETO, F.; ORTEGA HUERTAS, M. y SEBASTIAN PARDO, E. (1980), *Est. Geol.* 36, 111-121.  
NIETO, F. y RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1983), *Soc. Ital. Min. Petr.* 38(3), 1437-1445.  
NOACK, Y.; GIROIR, G. y GIRARD, J.P. (1986), *Geochemistry and mineral formation in the earth surface*. Ed. R. Rodríguez Clemente and Y. Tardy. CSIC- C.N.R.S. Madrid. 639-653.

**ESTUDIO MINERALOGICO DE DIFERENTES PREHNITAS ASOCIADAS A ROCAS OFITICAS DE LA PROVINCIA DE CADIZ**

DOMINGUEZ,S.(1); FORTEZA,M.(2); CORNEJO,J.(3) Y ALVAREZ,M.A.(2)  
(1) Dpto. Geología. Facultad Químicas. Univ. Cadiz.  
(2) Dpto. Geología. Facultad Químicas. Univ. Sevilla.  
(3) Instituto Recursos Naturales y Agrobiología. C.S.I.C. Sevilla.

En los afloramientos de zonas volcánicas intermedias (ofitas) del extremo occidental de la zona Subbética (provincia de Cádiz) se han encontrado diferentes prehnitas (en agregados radiales) en las localidades de Algodonales, Alcalá de los Gazules, Medina-Sidonia y Conil. Tan sólo en las muestras de Medina-Sidonia se han observado, sobre la prehnita, cristales aciculares asignados por DRX a Riebeckita en asociación con cuarzo y calcita.

Se presenta un estudio comparativo de estas muestras por DRX,ATD-TG y espectroscopía IR. Con especial interés se discuten y comparan los resultados obtenidos por DRX después del tratamiento térmico de las muestras a diferentes temperaturas, con objeto de comprobar la probabilidad de dominios estructurales P2cm y P2/n.

Finalmente, por espectroscopía IR se comprueba que no existe modificación estructural en la prehnita hasta que no comienza la pérdida de grupos (OH) (temperatura del orden de 750°C), tan sólo existe una ligera reordenación estructural, puesta de manifiesto en los diagramas ATD-TG, donde se observa una ancha banda exotérmica en el intervalo de 20-400°C.

## EVOLUCION MINERALOGICA DE LAS ECLOGITAS Y ROCAS AFINES DE SIERRA NEVADA (COMPLEJO NEVADOFILABRIDE)

PUGA, E.(1); FEDIUKOVA, E.(2); MORTEN, L.(3) Y DIAZ DE FEDERICO, A.(1)

- (1) Instituto Andaluz Geología Mediterránea.C.S.I.C.-Univ.Granada.  
(2) Servicio Geológico de Praga. Checoslovaquia.  
(3) Instituto de Mineralogía y Petrografía.Univ.Bolonia.Italia.

Las metabasitas eclogitizadas del Complejo Nevado-filábride (o de Sierra Nevada) sólo se encuentran formando parte del Grupo de mantos del Mulhacén. Están genéticamente y, a veces, espacialmente relacionadas con harzburgitas (más o menos serpentinizadas) intruidas por diques de basalto porfídico anfibolitizado o rodingitizado y cubiertas por un nivel de calcoesquistos con granate y ankerita, y por delgados niveles de cuarcitas. Dentro de sus afloramientos, de no más de 100 m. de potencia de roca básica y varios Km. de longitud mayor, se pueden distinguir protolitos variados desde gabros cumulíticos, gabros, doleritas hasta basaltos localmente en pillow. Esta asociación litológica (rocas ultrabásicas-básicas-sedimentos oceánicos) ha sido interpretada como una secuencia ofiolítica desmembrada y metamorfozada por la orogenia alpina, de edad jurásica, procedente de la cuenca mesozoica Ligur-Piemontesa, y actualmente constituye un manto ofiolítico intercalado entre los mantos de las Sabinas y de la Caldera del Grupo del Mulhacén. En efecto, el quimismo de estas metabasitas es similar al de las ofiolitas jurásicas del W del Tethys y al de los basaltos dragados en dorsales tipo P.

En el presente trabajo se presentan los resultados del estudio de composición química y relaciones texturales de los diversos minerales que constituyen estas metabasitas ofiolíticas en cuatro afloramientos representativos de Sierra Nevada: Camarate, Cauchiles, Puntal de la Caldera y Soportújar. Estos minerales se desarrollaron en cinco estadios metamórficos, agrupados en dos acontecimientos: eoalpino (cretácico superior) y alpino s.s. (eoceno sup.-oligoceno inf.). La figura muestra las facies correspondientes a cada uno de estos estadios y la aparición relativa en el tiempo de los minerales integrantes de estas metabasitas, que permite su asociación mutua en paragénesis. Los tipos de rocas originados como consecuencia de la superposición de paragénesis eoalpinas son: eclogitas, onfacititas y glaucofanitas granatíferas. Las paragénesis desarrolladas durante el acontecimiento alpino s.s. dan como resultado la transformación de los tipos de rocas anteriores en anfibolitas de Ab-Ep.

Se han realizado 56 análisis con microsonda electrónica de granate, 34 de piroxeno y 27 de anfíbol, que son los minerales mayoritarios en estas metabasitas, así como 2 análisis de distena, 2 de mica, 2 de epidota y 1 de plagioclasa.

Los granates presentan los siguientes márgenes de composición: Alm(52-60), Pir(12-24), Esp(2-6), Gro(16-29), And(1-5). La razón Almandino/Piropo depende de la razón FeO/MgO de la roca, así como de la temperatura de formación del granate. El contenido en piropo va creciendo hacia la periferia, indicando un aumento progresivo de la temperatura durante su desarrollo.

El piroxeno es una onfacita con contenido en jadeita variable entre 35 y 50%. Los cristales zonados muestran un aumento de jadeita del centro al borde, que puede alcanzar hasta un 15% de diferencia en un cristal, indicativo de un aumento progresivo de la presión durante su formación.



	EOALPINE EVENT			ALPINE EVENT	
	(A) PREDEFORMATION ECLOGITIC STAGE	(B) POSTDEFORMATION ECLOGITIC STAGE	(C) BLUESCHIST TO GREENSCHIST STAGE	(D) ANPHIBOLITIC STAGE	(E) GREENSCHIST STAGE
Lawsonite pseudomorphs	---				
Almandine	Pyr 10	Pyr 20	---		
Omphacite	Jd 35	Jd 50	---		
Rutile			---		
White mica (Po+Phen±Ms)			---		
Sericite					
Kyanite		---			
Humite			---		
Glaucophane					
Mg-Katophorite				---	
Hastingsite					
Barroisite					
Actinolite					---
Ab-Amph Simplectite					
Zoisite	---				
Clinzoisite	---			---	
Epidote			---		
Albite					
Sphene					
Ores			---		
Chlorite					
Green biotite					---

Entre los anfíboles se distinguen dos grupos: a) glaucofanas, poco abundantes, cuya formación está ubicada en el acontecimiento eoalpino y b) barroisitas acompañadas, en proporción mucho menor, de Mg-Kataforitas y hastingsitas, desarrolladas durante el acontecimiento alpino s.s.

El estudio de los coeficientes de reparto de Fe/Mg entre granates y piroxenos coexistentes da valores de KD variables entre 34, para los núcleos de los cristales, y 11 para los bordes. Estos valores, interpretados de acuerdo con el geotermómetro de Ellis y Green (1.977), corresponden a temperaturas de formación de 400°C y 645°C, que corresponderían al comienzo del estadio eclogítico A y al climax del estadio eclogítico B respectivamente.

## GENESIS DE PALIGORSKITA EN SEDIMENTOS TURBIDITICOS DEL CAMPO DE GIBRALTAR (SW DE ESPAÑA)

RUIZ CRUZ, M.D.; RODRIGUEZ JIMENEZ, P. Y CARRASCO, F.  
Facultad de Ciencias. Univ. Málaga.

### Resumen

El estudio mineralógico de las arcillas en los sedimentos turbidíticos del Campo de Gibraltar ha puesto de manifiesto la presencia de paligorskita de forma muy localizada. Este mineral se ha encontrado hasta el momento en dos de las formaciones estudiadas: Serie de El Rinconcillo (Unidad de Algeciras) y serie de Jimena de la Frontera (arcillas de Jimena) (Rodríguez Jiménez, 1987). En el primer caso la edad de los materiales es Eoceno inferior en tanto en Jimena la edad de los materiales no está aún bien determinada.

La paligorskita aparece en ambos casos asociada a importantes cantidades de esmectitas, a la vez que se produce la disminución de illita, caolinita y clorita, abundantes en otros términos de las series. Sin embargo, tanto la composición mineralógica de la muestra total (tipo y proporción de carbonatos, desarrollo de sulfatos, etc.) como ciertas relaciones y características cristaloquímicas de los minerales de la arcilla son diferentes en ambas Unidades. Así, el contenido en paligorskita guarda con el de esmectita relaciones inversas: En Jimena, los niveles con paligorskita muestran a su vez los mayores contenidos en esmectitas; en El Rinconcillo, en cambio, los niveles con paligorskita muestran un descenso en el contenido de esmectita. Esta relación se interpreta generalmente como una prueba del desarrollo de paligorskita a partir de la esmectita. La naturaleza de la esmectita es también diferente en ambos casos: En El Rinconcillo se han determinado esmectitas de composición variable y con cristalinidad variable (beidellitas-nontronitas con índices de Biscaye = 0,62-0,90). En Jimena, por el contrario, se han determinado dos tipos bien definidos: montmorillonita s.s. y saponita.

Todo ello indica que el origen de la paligorskita ha debido ser diferente en la serie de El Rinconcillo y en las arcillas de Jimena:

- a partir de la transformación diagenética de las esmectitas en los materiales de El Rinconcillo (Ruiz Cruz et al., 1987)
- por precipitación (neoformación) en los materiales de la serie de Jimena.

En este último caso la asociación mineralógica determinada corresponde bastante exactamente a la recogida por Velde (1977) como característica de cuencas básicas (circulación restringida, pH alcalino y alta actividad de Mg). La presencia de cemento si-

líceo, la disolución intensa sufrida por los carbonatos detríticos y la ausencia de dolomita (muy frecuente en otras series similares) muestran la existencia de sílice y cationes, necesarios para la precipitación de paligorskita. No obstante, esta misma asociación mineralógica ha sido citada en diversas ocasiones para materiales desarrollados durante la diagénesis (Traut, 1974; Couture, 1977, etc.) e incluso para sedimentos de tipo hemipelágico (Comas et al. 1982). Los datos reunidos hasta el momento por nosotros solo permiten deducir que, tanto la paligorskita como la esmectita han crecido en la cuenca sedimentaria, probablemente de forma simultánea, tal como pone de manifiesto la relación textural entre estos minerales.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- COMAS, M. C., ORTEGA HUERTAS, M., LOPEZ GALINDO, A y FENOLL, P. (1982) Cuad. Geol. Ibérica, 8, 483-498.
- COUTURE, R. A. (1977), Chem. Geol., 19, 113-130.
- RODRIGUEZ JIMENEZ, P. (1987), Tesis Doctoral, Univ. de Málaga.
- RUIZ CRUZ, M. D., RODRIGUEZ JIMENEZ, P. y CARRASCO, P. (1987) Estudios Geol., en prensa.
- TRAUT, N. (1974), These d'Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.
- VELDE, R. (1977) , Clays and Clay Minerals in Natural and Synthetic System. Elsevier Scientific Publishing Company.

## MINERALOGÍA DEL TRIAS DE LA PROVINCIA DE CIUDAD REAL

CORDOBA ESTEPA, M.A.(1); SEBASTIAN PARDO, E. (2) Y ACOSTA, A.(1)  
(1) Lab. Edafología-Mineralogía. Univ. Castilla-La Mancha.  
(2) Dpto. Mineralogía-Petrología. Instituto Andaluz Geología  
Mediterránea. Univ. Granada y C.S.I.C.

El Trías, en Ciudad Real, aflora principalmente en la zona suroriental. Existe, no obstante, otro afloramiento de menor extensión hacia el N, entre Alcazar de San Juan y Campo de Criptana.

Los materiales del sureste forman parte de un amplio afloramiento triásico que se extiende por el borde sureste de la Meseta, y que geológicamente se sitúa entre la Zona Prebética y el Paleozoico de la Meseta.

Se han muestreado materiales pertenecientes aproximadamente al mismo tramo del Trías: Unidades B y C de Yébenes et al.(1977) en el sector de Alcázar y Tramo II de Fernández et al.(1976) en la zona SE. Se trata, en todos los casos, de un tramo constituido por la alternancia de lutitas y areniscas de grano fino, en el que predominan los niveles de color rojo.

Se ha determinado la mineralogía total y la de las fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras. Los componentes mayoritarios de la muestra total son los filosilicatos que en general, superan el 60%, les sigue en abundancia el cuarzo y en menor proporción los feldespatos y carbonatos. Estos últimos en unas pocas muestras llegan a ser mayoritarios; de ellos el más común es la calcita, aunque depende del punto muestreado. Otro mineral presente de forma generalizada es la hematites, estando peor representada en Alcázar de San Juan que en los restantes puntos.

La composición mineralógica de las fracciones arcilla y limo es bastante similar, se observan diferencias en los contenidos de cuarzo y feldespatos, más altos en la fracción de mayor tamaño de grano. Además de estos dos minerales, encontramos principalmente ilita, que en muchos casos es el único componente. En algunas muestras aparece caolinita, si bien casi siempre se halla en cantidades inferiores al 10%. La clorita, mineral de la arcilla característico del Trías (Lucas, 1962), sólo aparece en la zona SE y siempre en cantidades mínimas; su tamaño de grano suele superar las 2 micras.

Se ha calculado el espaciado  $d(002)$ , el parámetro  $b_0$  y la cristalinidad de las micas. El último dato se midió en las dos fracciones obteniéndose resultados muy diferentes en cada una, de tal forma que mientras en la fracción menor de 2 micras los valores oscilan entre 4 y 7.6, en la fracción

limo lo hacen entre 2 y 4.6, por lo que es patente la mejor cristalinidad de la illita en esta última.

Se aprecia, así mismo, un aumento llamativo en los valores del índice de Kubler a medida que nos desplazamos hacia el Norte. El dato medio en el sector más meridional es 2.6 para la fracción limo y 4.2 para la arcilla; en La Solana, situado más al Norte, los valores respectivos son 3.3 y 5.6 y, en el afloramiento más septentrional, el de Alcázar de San Juan, las medias son 3.5 y 6.5 respectivamente.

El parámetro  $b_0$  de la mica evoluciona de la misma forma, indicando que el carácter fengítico de este mineral se refuerza en los sedimentos situados más al Norte.

Se produce también una disminución, en el mismo sentido, del contenido en caolinita.

A la vista de estos datos se pueden plantear dos hipótesis: que el área fuente de todos los sectores fuese común, estando situada al Sur, o bien que los materiales del afloramiento de Alcazar hayan sido suministrados por un área fuente específica, diferente de la que surtió a los restantes afloramientos.

Fernández y Vera (1973) realizan un estudio de paleocorrientes en el Triás de Alcazar (zona muy cercana a los afloramientos más meridionales que hemos estudiado en este Trabajo) y deducen que la procedencia de los aportes era del SW.

Por otra parte, Yébenes et al.(1977) consideran que el Triás de Alcazar de San Juan presenta más analogías con el de la zona Prebética que con el de la Ibérica.

A partir de todo lo expuesto nos inclinamos por la primera presunción, es decir por la existencia de un área fuente única, la cual estaría formada por rocas plutónicas ácida, metamórficas y sedimentarias muy diagenizadas (Vera y López Garrido,1971) de los relieves paleozoicos del borde SE de la Meseta.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FERNÁNDEZ, J.; SANTOS-FRANCÉS, F. y LINARES, J. (1976), Estudios Geológicos, 32, 249-259.
- FERNÁNDEZ, J. y VERA, J.A. (1973), Cuadernos de Geología, 4, 111-129.
- LUCAS, J. (1962), Mem. du Serv. de la Carte Geol. D'Alsace et de Lorraine, 23.
- VERA, J.A. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1971), Cuadernos de geología, 2, 147-508.
- YEBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; DE LA PEÑA, J.A. y DIAZ, M. (1977) Cuadernos de Geología, 4, 95-58.

**MINERALOGIA DE LOS DEPOSITOS LACUSTRES DEL TERCIARIO DE BORJA-LA MUELA (BORDE S DE LA DEPRESION DEL EBRO. ZARAGOZA)**

MATA, M.P.; PEREZ, A. Y LOPEZ AGUAYO, F.  
Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza.

Los materiales del Mioceno medio del sector central de la depresión del Ebro (borde S) se disponen en una sucesión subhorizontal. Se trata de sedimentos detríticos y evaporíticos pertenecientes a sistemas de abanicos aluviales relacionados lateralmente con áreas lacustres. Estas áreas presentan facies de yesos, calizas y lutitas.

En los perfiles levantados se diferencia un tramo basal con facies de yesos. Se trata de yesos nodulosos y alabastrinos o bien de yesos seleníticos que alternan con lutitas grises y anaranjadas con yeso intersticial. Los ciclos observados lutita-yeso corresponden a secuencias evaporíticas de tipo sabkha o borde de salina.

El resto de la sucesión viene dado por una alternancia de calizas y lutitas grises masivas. Las primeras con una microfacies de intramicritas, biomicritas y micritas con fósiles (gasterópodos, caráceas y algunos ostrácodos), aparecen en estratos irregulares, a veces con geometrías en montículos y desarrollo de bioturbación. Corresponden a facies de sistemas lacustres carbonatados someros.

Relacionados con estos dos tramos se pueden distinguir dos asociaciones mineralógicas distintas:

- 1.- Carbonatos (Calcita/dolomita), yeso y minerales de la arcilla.
- 2.- Carbonatos (Calcita y/o dolomita) y minerales de la arcilla.

Estos tramos se corresponden con dos de las unidades tectosedimentarias (UTS), descritas por Pérez et al (1985), del sector central de esta depresión.

La ruptura entre ambas unidades se pone también de manifiesto al estudiar estadísticamente la variación en el contenido en minerales de la arcilla. Efectivamente, el tramo inferior presenta un valor medio del 23.5 % para las esmectitas, mientras que en el superior este valor es del 46 %.

Los parámetros cristalquímicos medidos en las ilitas de todos los perfiles, parecen indicar, por la similitud, que no se producen cambios mineralógicos en relación con la probable área fuente. En este mismo sentido, las relaciones clorita/caolinita parecen confirmar este supuesto.

A partir del contenido en moles de  $\text{CO}_2/\text{Mg}$  (moles %) en carbonatos, así como de la variación del conjunto de minerales de precipitación química, se ha realizado una aproximación al modelo de evolución química. Para la unidad inferior, el modelo obtenido se deriva del establecido para lagos salinos por Hardie et al. (1978), mientras que la unidad superior responde a una evolución de lagos carbonatados someros.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- HARDIE, L.A.; SMOOT, J.P.; EUGSTER, H.P. (1978) Spec. publs. int. Ass. sediment. 2, 7-41.
- PEREZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J.; GONZALEZ, A. (1983) Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.) 81, (3-4): 197-223.

## EL ANALISIS MINERALOGICO APLICADO A LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA DEL TERCARIO EN EL SECTOR SE DE LA DEPRESION DEL EBRO

FERNANDEZ-NIETO, C.; GONZALEZ, A.; GONZALEZ LOPEZ, J.M.; GONZALEZ MARTINEZ, J. Y LOPEZ AGUAYO, F.  
Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza.

El área estudiada está situada en el sector SE de la Cuenca del Ebro. Sus materiales han sido incluidos por González et al. - (en prensa) en las unidades tectosedimentarias T<sub>4</sub> y T<sub>5</sub> que han atribuido al Oligoceno sup.- Mioceno inf.

Litológicamente, la unidad T<sub>4</sub> está constituida por facies fundamentalmente detríticas, areniscas, lutitas y conglomerados, en el área más meridional (perfil de Alcañiz); por facies de lutitas con yeso y de areniscas, en el área central (perfil de Vizcuerno); y por facies detríticas finas y calcareas, en el área septentrional (perfil de Nonaspe). La unidad T<sub>5</sub>, representada unicamente en el perfil de Vizcuerno, está compuesta por alternancia de lutitas y areniscas.

Las facies responden a la sedimentación en amplias llanuras aluviales (Alcañiz), sometidas en sus zonas más distales a procesos de bombeo evaporítico (Vizcuerno). Hacia el N. estas llanuras aluviales se interdigitan con sistemas lacustres someros (Nonaspe). Las muestras seleccionadas en estos perfiles han sido fundamentalmente lutíticas.

La asociación mineralógica es bastante similar en los tres perfiles y está constituida en orden de abundancia por minerales de la arcilla, carbonatos (calcita y/o dolomita) y cuarzo. Ocasionalmente aparece yeso y, en cantidades menores, feldespatos. El yeso está prácticamente ausente en el perfil de Alcañiz, mientras que en algunas de las muestras de los otros dos perfiles alcanza porcentajes importantes.

El contenido en moles % de CO<sub>3</sub>Mg en los carbonatos (Goldsmith y Graf, 1958) presenta los valores medios recogidos en la siguiente tabla, en la que también se reflejan los correspondientes a carbonatos y yeso:

	CO <sub>3</sub> Mg (m.%)	CO <sub>3</sub> +Y	CAL.	DOL.	YESO
ALCAÑIZ	11.78	51.47	38.76	12.70	0.06
VIZCUERNO	10.20	62.30	40.94	11.12	10.25
NONASPE	17.31	58.00	34.04	18.16	5.80

Las variaciones que se observan parecen indicar cambios paleogeográficos significativos, si se tienen en cuenta las posiciones relativas de los perfiles en el dispositivo sedimentario. De hecho, las diferencias en los valores medios obtenidos para los minerales de precipitación química, junto con los que presenta el contenido medio en CO<sub>3</sub>Mg, indican una distribución poco homogénea de las posibles zonas de depósito bajo lámina de



agua. El modelo químico de evolución que se propone para este sector está derivado del de Hardie et al. (1978), en el que, a partir de las relaciones entre los distintos carbonatos y sulfatos, se pueden reseñar diferentes episodios de precipitación química.

Los minerales de la arcilla sistemáticamente presentes son: illita, clorita y caolinita, con predominio de la primera, mientras que las esmectitas aparecen en cantidades apreciables en todas las muestras del perfil de Vizcuerno y solo se encuentran en determinados niveles de los otros dos.

Los valores medios de los parámetros cristalquímicos determinados en la illitas se recogen en la tabla siguiente:

	I.C. ( $^{\circ}2\theta$ )	$d_{001}(\text{Å})$	$b_0(\text{Å})$
ALCAÑIZ	0.28	9.942	9.011
VIZCUERNO	0.70	9.995	9.038
NONASPE	0.31	9.993	9.010

Estos resultados ponen de manifiesto las diferencias existentes entre las illitas del perfil de Vizcuerno, con clara tendencia celadonítica y escasa cristalinidad, y la de los otros perfiles, con tendencia moscovítica y cristalinidad más alta. Respecto a las esmectitas, presentan en general un índice de Bis-caye menor de 0.5, salvo dos muestras de la base del perfil de Alcañiz con un valor medio de 0.7; por tanto, aquellas pueden ser consideradas en el sentido de Reynolds, como interestratificados illita-esmectita.

La presencia sistemática de estas esmectitas en el perfil de Vizcuerno podría estar relacionada con la existencia de un umbral paleogeográfico (umbral de Puigmoreno - Maella) que permitiera el desarrollo de áreas mal drenadas.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- GOLDSMITH, J.R. y GRAF, D.L. (1958). Am. Mineralogist. 43, 84-101.  
 GONZALEZ, A.; PARDO, G. y VILLENA, J. (1988). 2º Cong. Esp. Geología. (En prensa).  
 HARDIE, L.A.; SMOOT, J.P. y EUGSTER, H.P. (1978). Spec. Publ. Int. Ass. Sediement., 2, 7-41.

Este trabajo ha sido financiado con el Proyecto nº 826-84 de la CAICYT.

## MINERALOGIA DE SUELOS DESARROLLADOS A PARTIR DE ANFIBOLITAS DE LA SIERRA DE ALMENARA (MURCIA)

ORTIZ SILLA, R.; FERNANDEZ TAPIA, M.T. Y LATORRE TORA, M.  
Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Univ. Murcia.

Se realiza el estudio mineralógico de las fracciones arena fina y arcilla de suelos formados a partir de anfibolitas situadas estratigráficamente, en la base de la denominada Serie Filábride superior del Complejo Nevado-Filábride que aparece en Sierra de Almenara (Murcia). Estas rocas, de edad triásica, se encuentran diseminadas constituyendo afloramientos, generalmente reducidos, emplazados por contacto mecánico sobre cuarcitas y esquistos de la Serie Filábride inferior.

Las anfibolitas presentan texturas porfiroblástica y grano-blástica en las que suelen destacar grandes cristales de plagioclasas, de forma alargada, que se entrecruzan con abundantes cristales de anfíboles. Los anfíboles, en parte sustituidos por calcita y clorita, corresponden a hornblenda en su mayoría, aunque también hay actinolita y glaucofana, mientras que la plagioclasa es generalmente albita. La epidota es un constituyente importante de estas rocas, encontrándose en menor proporción esfena y biotita, así como menas metálicas diseminadas y, ocasionalmente, hematites y granate.

La meteorización de estas rocas y los procesos de edafogénesis, en unas condiciones climáticas con unos regímenes de humedad árido y de temperatura térmico, han conducido a la formación de suelos con unos perfiles de tipo A-ACK-Ck-R y A-AR-R, clasificados, respectivamente, como Calcisoles háplicos y Leptosoles eútricos.

En los minerales pesados de la fracción arena (50-200  $\mu$ ) predominan los anfíboles, fundamentalmente hornblenda y escasa glaucofana, seguido de epidota, turmalina y granate. En menor proporción hay esfena, zircón, rutilo, anatasa, etc..

La fracción arcilla de estos suelos tiene esmectita como constituyente esencial, es con diferencia el filosilicato más abundante, y en bastante menor proporción clorita; localmente les acompaña también illita. La realización de diversos tratamientos ha permitido un mejor conocimiento de las especies presentes.

Finalmente, se discuten diferentes aspectos sobre la génesis de esta esmectita en los suelos estudiados.

## ALTERACION DE MINERALES PESADOS EN LOS PERFILES EDAFICOS DE LAS TERRAZAS DEL JARAMA Y HENARES

FORT GONZALEZ, R.(1) Y DIAZ ALVAREZ, M.C.(2)

(1) Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. Univ. Complutense Madrid.

(2) Escuela Técnica Superior Ingenieros Agrónomos. Madrid.

ABSTRACT.- Weathering of heavy minerals withing pedogenetic profiles from terrasses of the Jarama and the Henares rivers was basically controlled by pH, time and the presence of organic matter. Garnets, epidote, estauroilite, and andalucite were completely weathered through pedogenic processes. The losses were greater in thoses horizons which present a lower weathering index (uppermost terrasses and B<sub>t</sub> horizons).

### INTRODUCCION

Los minerales pesados existentes en la fracción arena de los suelos han sido utilizados por los edafólogos para su clasificación (Jeffries y White, 1940) y para definir la naturaleza de la roca madre de la cual proceden los suelos (Cramptom, 1961). Pero quizás la aplicación más directa del estudio de minerales pesados en los perfiles edáficos viene determinado por ser muy buenos indicadores del grado de alteración de los suelos y por lo tanto de su grado de evolución (Jackson y Sherman, 1953). Pero para poder aplicar el estudio de minerales pesados en los suelos hay que tener presente que bajo su formación, los minerales del sustrato experimentan transformaciones que están relacionadas con su alteración. El comportamiento de cada una de las especies minerales es distinto dentro del proceso edafogenético, por lo que las asociaciones mineralógicas pueden evolucionar y variar su distribución con respecto a los horizontes más profundos del suelo. Aunque el material de origen ejerce una acción indiscutible en la naturaleza del perfil edáfico, existen otros factores que inciden en la composición mineral de este, como es el tiempo y las condiciones bioclimáticas. La resistencia de los minerales a sufrir los procesos de alteración dependen de su tamaño, estructura cristalina, composición química y sobre todo de la composición, condiciones físico-químicas y movimiento de las fases líquidas en contacto con ellos. La temperatura y el pH de estos líquidos son de importancia particular, así como la cantidad y tipo de materia orgánica existente puesto que va a facilitar la descomposición de algunas especies minerales.

El objetivo de este trabajo es conocer como evolucionan los minerales pesados durante el proceso edafogenético analizando las variaciones mineralógicas en los distintos horizontes de los suelos generados sobre terrazas.

### METODOLOGIA

Para llevar a término nuestros objetivos seleccionamos una serie de perfiles edáficos desarrollados en niveles de terrazas de dos cuencas hidrográficas con características climatológicas lige-

ramente distintas, con aportes de rocas orígenes diferentes y con un grado de alteración también distinto, pero que tuvieran un desarrollo en el tiempo similar. Las cuencas seleccionadas son las del río Jarama, entre Torremocha del Jarama y Casa de Uceda, y la del río Henares, entre Meco y Aloveras. Se tomó un perfil representativo de cada nivel de terraza de ambas cuencas, que pertenecen al orden de los Anfisoles excepto los suelos aluviales que corresponden al orden de los Entisoles. Se muestreo los horizontes A, B y C de cada perfil analizando, como media cuatro muestra por nivel de terraza. Se estudio el pH del suelo por medio de una solución acuosa y la materia orgánica existente en cada horizonte fué calculada por el procedimiento de WALKLEY-BLACK. El estudio de los minerales pesados se realizó en la fracción granométrica 0,20-0,05 mm. después de ser desferrificada y eliminada la materia orgánica. Para establecer el grado de alteración de cada uno de los horizontes del suelo se aplicaron los índices geoquímicos IMP, IA y arcilla/limos, analizandose el contenido de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{SiO}_2$  en la fracción arcilla. También se analizo el  $\text{Fe}$ (total) y el  $\text{Fe}$ (libre) en el conjunto del suelo.

#### CARACTERISTICAS DE LOS SUELOS

La composición textural de estos suelos de terraza está definida por un aumento en el contenido de arcilla con la profundidad, así como con la antigüedad de las terrazas, siendo más arcillosos los suelos de las terrazas del río Henares que las del río Jarama. Fort y Días Alvarez (1987), establecen diferencias mineralógicas entre ambos sistemas, destacando que en las terrazas del Jarama existe un mayor porcentaje de turmalina, sillimanita y andalucita que en las del Henares, donde predomina estauroлита y epidota junto a cloritas y moscovitas.

El pH de los suelos aumenta con la profundidad y disminuye con la altitud de los niveles para ambos sistemas de terrazas, siendo las del Jarama de naturaleza más ácida. El contenido de materia orgánica es muy similar para ambos sistemas disminuyendo con la profundidad del suelo y presentando los mayores contenidos para los niveles inferiores y superiores.

#### DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Atendiendo al índice de meteorización potencial (García Sanchez y Saavedra, 1976) las terrazas del río Jarama han sufrido un proceso de alteración edafoquímica importante. Este grado de alteración afecta al contenido de minerales pesados de tal forma que que los niveles de terraza con un mayor grado presentan pérdidas relativas de granates, epidota, estauroлита y andalucita, que son mayores cuanto mayor es el proceso de alteración edafoquímica y mayor la acidificación del suelo. Los suelos más evolucionados son los que se encuentran en los niveles más antiguos, y es en estos donde existe un equilibrio en el contenido de las especies minerales a lo largo de todo el perfil.

Las características de alteración de los suelos de terraza del río Henares son distintas al del Jarama, según los índices de

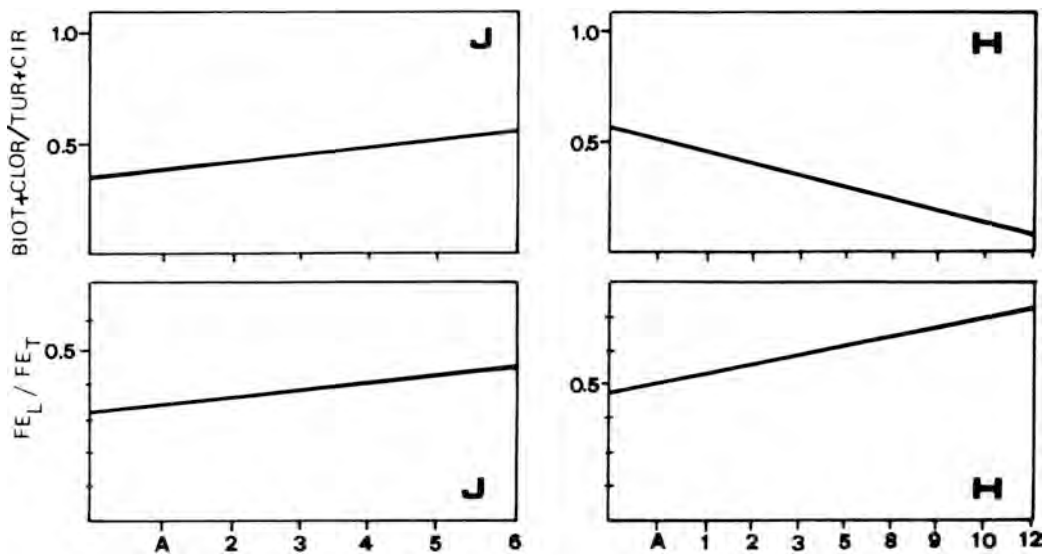


Fig. 1- Variación de Biotitas+Cloritas/ Turmalina+Circón, y  $Fe_L/Fe_T$  en los niveles de terrazas del río Jarama (J) y Henares (H)

alteración. Los suelos de terrazas tienen un Índice de Meteorización Potencial (IMP) elevado, indicándonos que predomina los procesos de alteración geoquímica sobre los procesos edafocímicos. Son suelos escasamente evolucionados, aunque las terrazas más antiguas del Henares, a partir de la cota 104-105 metros, empiezan a sufrir procesos edafocímicos importantes que dan lugar a una disminución de los minerales más inestables, e incluso pueden desaparecer para la terraza superior situada a 184 metros del cauce del río, en donde no existe andalucita.

Para ambas cuencas el contenido de  $Al_2O_3$  y  $Fe_2O_3$ , aumenta con la edad de la terraza indicándonos un grado de alteración mayor. La relación entre Fe Libre y Fe Total en los suelos aumenta con la antigüedad de los niveles, lo cual parece indicar una alteración de los minerales primarios que contienen hierro en su estructura para formar óxidos de hierro. Este resultado está en consonancia con las pérdidas de biotita y clorita en las terrazas superiores (Fort y Díaz Alvarez, 1987). Este hecho es mucho más patente para las terrazas de la cuenca del Jarama que para las Henares, al presentar ésta una escasa evolución de sus superficies edáficas (Fig. 1).

De los minerales pesados existentes en los suelos estudiados son los granates, estaurolita, epidota y andalucita los que son más afectados por los procesos de la alteración, favorecido en los niveles de pH más ácidos y en los que presentan un grado de evolución mayor (IMP más bajos). La edad de las terrazas afecta de forma muy

directa, ya que cuanto más antiguas son menor es el pH y el IMP, dando lugar a que estas especies minerales disminuyan sus contenidos relativos, mientras que el circón y la turmalina, al ser especies más resistentes, aumentan sus porcentajes. Estos resultados coinciden con el orden relativo, dado por distintos autores, sobre la resistencia de los minerales pesados ante los procesos de alteración geoquímica (Morton, 1985) y edafoquímica (Weyl, 1952), que establecen un mayor grado de alteración para los granates y epidotas, y menor para la estaurólita y andalucita; mientras que la turmalina y circón son los más estables.

La presencia de materia orgánica en los suelos da lugar a una disminución del pH lo que favorece la alteración de los granates y estaurólita, pero es para estos niveles donde se aprecia un aumento de distena y sillimanita.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- CRAMPTON, C.B. (1961).- Journal Soil Sci., 12: 158
- FORT, R. y DIAZ ALVAREZ, M.C. (1987).- Boletín S.E.M., 10-2, 149-157.
- GARCIA SANCHEZ, A. y SAAVEDRA, J. (1976).- Tecniterrae, 11: 27-37.
- JACKSON, M.L. y SHERMAN, D. (1953).- Advna. Agron., 5: 219.
- JEFFRIES, C.P. y WHITE, J.W. (1940).- Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 4: 364.
- MORTON, A.C. (1985).- In: Zuffa, G.G. Provenance of arenites. Reidel Publishing Co., 249-278.
- WEYL, R. (1952).- Z. Pflanzenernachr. Dueng. Bodenk, 57: 135.

**CARACTERIZACION MINERALOGICA DE LOS MATERIALES CERAMICOS DE LA PROVINCIA DE HUELVA**

LEON, M.; GONZALEZ, I. Y GALAN, E.  
Dpto. Geología. Facultad de Química. Univ. Sevilla.

En la industria cerámica de la provincia de Huelva se utilizan materiales terciarios (Fig.1) pertenecientes a dos formaciones de gran continuidad a escala de la Cuenca del Guadalquivir, la Formación Arcillas de Gibraleón y la Formación Arenas de Huelva (Civis, et. al, 1985), que han sido datadas como Plioceno inferior (Sierra, 1984).

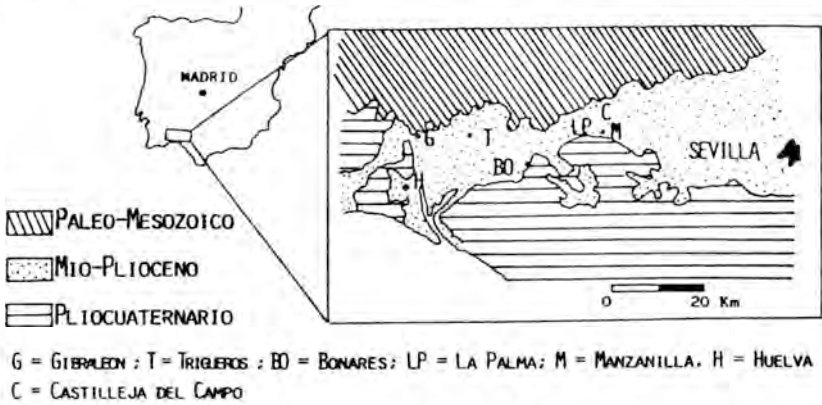


Fig. 1. Situación geológica de las canteras estudiadas

Las litofacies presentes en estas formaciones de muro a techo, son las siguientes: a) Fm. Arcillas de Gibraleón, arcillas gris azuladas con tendencia más limosa hacia techo, e incluso con intercalaciones arenosas, y margas marrones ligeramente arenosas en los tramos superiores, b) Fm. Arenas de Huelva, arenas finas pardo amarillentas limosas en sus tramos más inferiores, con ocasionales intercalaciones de niveles glauconíticos en el contacto con la formación infrayacente. Ambas formaciones están normalmente representadas en las principales canteras estudiadas (Fig.2) y la potencia es de 10-30 m para la Fm. Arcillas de Gibraleón y de 3-10 m para la Fm. Arenas de Huelva.

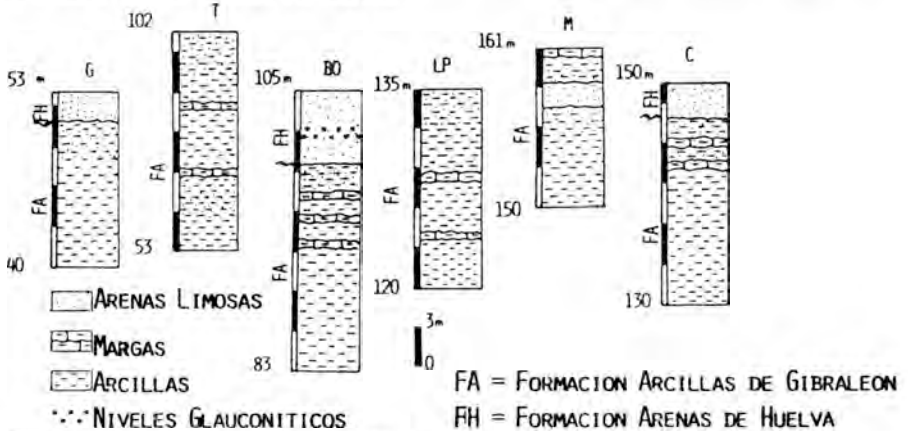


Fig. 2. Perfiles tipo de las principales canteras

La composición mineralógica de los materiales utilizados en la industria cerámica es la siguiente: filosilicatos (30-65%), carbonatos (5-25%) esencialmente calcita, cuarzo (15-35%) y feldespatos (<5%). Los minerales de la arcilla presentes son illita y esmectitas como mayoritarios y clorita y caolinita en menor cantidad y en proporciones equivalentes. Las esmectitas aumentan hacia techo de la serie.

En la fabricación de ladrillos y otros materiales de construcción se usan preferentemente los niveles superiores de la Fm. Arcillas de Gibraleón (margas azules) y los inferiores de la Fm. Arenas de Huelva. En algunos casos se utilizan sin ninguna preparación previa (Gibraleón, Trigueros) y en otros se realizan mezclas entre lo que localmente se denomina "barro fuerte" (arcillas azules) y "barro flojo" (margas marrones) en proporción 70/30 (Manzanilla, Castilleja del Campo).

Todos estos materiales son en general bastante heterométricos, con una buena distribución de tamaños de partícula (Fig. 3) apropiados para la fabricación de tejas y ladrillos con una perforación mayor del 40%.

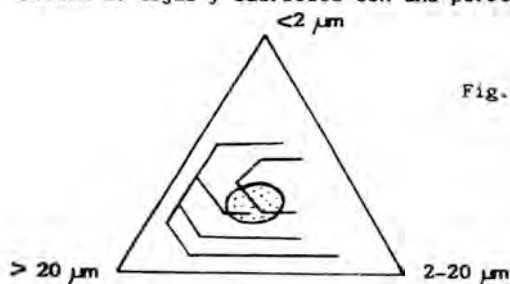


Fig. 3. Distribución del tamaño de partícula y "vocación cerámica" de acuerdo con el diagrama de Winkler de las canteras muestreadas.

Las reservas a nivel regional son muy grandes y la producción actual (80.000-150.000 piezas/día) puede mantenerse e incluso aumentarse sin problemas de materias primas

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- CIVIS, J., SIERRA, F.J.; GONZALEZ DELGADO, J.A.; FLORES, J.A.; ANDRES, I.; PORTA, J. y VALLE, M.F. (1985) El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. *Stvd. Geol. Salmaticensis*. Vol. esp. Salamanca (en prensa).
- SIERRA, F.J. (1984) Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España). Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 391 pp.



## ESTUDIO TECNOLÓGICO DE CERÁMICAS GRAFITADAS DE LA PROVINCIA DE GUADALAJARA (PERIODO DE TRANSICION DE LA EDAD DE BRONCE A LA EDAD DEL HIERRO)

DE ANDRES, A.(1); MENENDEZ, P.(1) Y PALACIOS, J.M.(2)

(1) Instituto Materiales. C.S.I.C. Madrid.

(2) Instituto Química Física "Rocasolano". C.S.I.C. Madrid.

Se han estudiado unos fragmentos cerámicos procedentes de asentamientos situados en la región del Alto Henares o en su proximidad, en la provincia de Guadalajara, del periodo comprendido entre la edad del Bronce y la Edad del Hierro (siglo X-VIII a. de C.), y que han aportado datos interesantes sobre las influencias culturales que posteriormente darán lugar a la celtización de la Meseta.

Toda la información que se posee hasta el momento procede del estudio de la tipología de las cerámicas. El interés del estudio radica en el aporte de los datos que se pueden conseguir conociendo la composición mineralógica y química a partir de las cuales es posible establecer las materias primas, aditivos, técnica de acabado superficial, temperatura y atmósfera de cocción utilizadas. De dichos datos tecnológicos es posible deducir el origen local o foráneo de dichas cerámicas así como las posibles relaciones entre yacimientos.

### EXPERIMENTAL

Las cerámicas estudiadas provienen de los yacimientos de Alovera, Cerro Almudejo y Castillo de Atienza descritas en Valiente y Crespo (1986), Valiente (1982). Todas ellas poseen un engobe negro en la cara interna de los recipientes y a veces también en la cara externa.

El análisis mineralógico se ha realizado por difracción de rayos X (XRD). Los análisis químicos y los estudios morfológicos se han hecho por Microscopía Electrónica de Barrido (SEM), con análisis elemental por energía dispersiva de Rayos X (EDX). La temperatura de cocción se ha estimado mediante análisis termogravimétrico, teniendo en cuenta la escala mineralógica y el estudio del estado de vitrificación.

### RESULTADOS Y DISCUSION

Los grupos de cerámicas estudiados presentan una composición elemental y mineralógica bastante parecida. Por otra parte la diferencia de composición entre grupos es suficientemente acusada como para que se pueda establecer una clara clasificación de los mismos.

En todas las cerámicas se observa como componente principal, el cuarzo. También se identifican illita, feldespatos potásicos, mica, óxidos de hierro y de titanio y, en algunos casos, montmorillonita, paligorskita y calcita. La proporción de esta última es bastante variable pero, de cualquier forma, es lo suficientemente poco abundante para clasificar a todas las muestras como no calcáreas.

Las características diferenciadoras entre grupos por los materiales presentes en las cerámicas son: en Alovera su riqueza en potasio, es debido a los feldspatos potásicos y micas. Las de Atienza son ricas en magnesio debido a la paligorskita y su alto contenido en potasio es en este caso, debido a la presencia de mica e illita. Finalmente las de Cerro Almudajo son las más ricas en calcita de los tres grupos, no contienen prácticamente magnesio y su cantidad de potasio también es muy escaso. Es el grupo en donde se observa, por otra parte, la presencia de una manera más significativa de óxido de titanio anatasa y óxidos de hierro.

El hecho de que la composición de los materiales se corresponda con la localización geográfica de los yacimientos parece indicar que dichos materiales son de origen local. Algunas muestras se desvían de la composición de su grupo en algunos de sus elementos, sin embargo, de un análisis más minucioso se deduce su pertenencia a su respectivo grupo en todos los casos.

El análisis de la composición de la superficie, tanto interna como externa, muestra una disminución en silicio, debido a la escasa presencia de desgrasantes en la superficie, posiblemente originado por el espatulado en la terminación de las piezas. La variación en el porcentaje relativo del contenido en magnesio, aluminio, potasio y hierro entre el 'bulk' y la superficie nos indica que al menos en algunos casos, se han podido utilizar distintos materiales en la superficie (engobe). El recubrimiento negro superficial en todas ellas corresponde a una capa más o menos continua de grafito. alguna presenta adicionalmente un engobe rico en Mn.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos por TG, la composición mineralógica y el estado de vitrificación de las muestras parece que la temperatura de cocción no superó los 800°C, siendo reductoras las condiciones de cocción.

## CONCLUSIONES

Del análisis de la composición de las cerámicas se deduce el probable origen local de los materiales. La variación en la composición superficial respecto al 'bulk' se puede explicar por la aplicación final de una fracción de granulometría más fina, seguida de la acción de espatulado.

Todas las cerámicas deben el aspecto negruzco de su superficie (generalmente la cara interna pero a veces también la externa) a la aplicación de un engobe de grafito cuando la pasta está ya seca. En algún caso el aspecto negruzco se ve incrementado por la presencia de  $MnO_2$ . Las condiciones de cocción fueron similares para todas ellas.

La clasificación basada en aspectos tipológicos coincide con la basada en aspectos tecnológicos.

## REFERENCIAS

- VALIENTE MALLA, J., CRESPO CANO, M.L. y ESPINOSA GIMENO, C. (1986).- Un aspecto de la celtización en el Alto y Medio Henares, Los poblados de Rivera. *Wad-Al-Hayara*, 13, 47-70.
- VALIENTE MALLA, J. (1982).- Cerámicas grafitadas de la comarca saguntina. *Wad-Al-Hayara*, 9, 117-136.

## ESTUDIO DE LA ALTERACION DE LA ROCA MONUMENTAL EN PORTICOS DE ALMAGRO (CIUDAD REAL)

ACOSTA, A.(1); SANCHEZ JIMENEZ, C.J.(1) Y SORIANO CARRILLO, J.(2)  
(1) Lab. Edafología-Mineralogía. Univ. Castilla-La Mancha.  
(2) Centro Estudio y Experimentación Obras Públicas. CEDEX.

### ABSTRACT

This work describes the mineralogical composition and the possible causes of alteration of four relevant frontages in the city of Almagro, Ciudad Real (Spain).

Two different constructive rock typologies, and the processes of alteration and subsequent deterioration are determined.

### RESUMEN

Este trabajo se ha realizado a fin de caracterizar la composición mineralógica y las posibles causas de los fenómenos relacionados con la alteración de cuatro fachadas de la ciudad de Almagro.

Se han determinado dos tipologías de rocas usadas en su construcción, describiendo los procesos que han intervenido en su alteración y posterior deterioro.

### INTRODUCCION

El planteamiento del presente trabajo se efectúa en base a la caracterización mineralógica y posibles procesos implicados en la alteración y consiguiente degradación de la roca ornamental en cuatro fachadas de la localidad de Almagro (Ciudad Real).

Los procesos de alteración de las rocas se muestran constantemente en la naturaleza, por lo que al ser empleadas como material de construcción y/o ornamental en las edificaciones, serán susceptibles de sufrir al menos los mismos efectos que en su medio natural.

La caracterización mineralógica se ha hecho por difracción de R.X. tanto de la roca como del mortero utilizado.

Se presentan dos tipologías de rocas. Por una parte la arenisca cuarzosa, de color rojizo, con estructuras concéntricas-círculos de Liesegang-de edad Triásico, lo que hace pensar que provengan de afloramientos del Trias manchego localizados al E. de la provincia. Los granos van de subredondeados a subangulosos, bien clasificados y con matriz arenítica. El otro tipo de roca usada consiste en caliza con una pequeña fracción dolomítica, de edad Neógeno, cuyo origen se localiza en el Sur de la provincia de Ciudad Real.



fundamentales. El primer tipo es el formado esencialmente por cuarzo y mica. El segundo está formado exclusivamente por yeso, lo cual incide en gran manera en el deterioro de la fachada.

Muestra	Cuarzo	Mica	Feldespato	Calcita	Yeso	Caolinita
P/SD-12	65	15	10	t	5	5
C/SN-1	65	15	5	t	5	5
C/H-8	65	15	5	---	10	5
C/B-4	---	---	---	95	---	---
<b>Morteros</b>						
C/H-8	50	40	---	---	t	10
C/SN-1	10	---	t	---	85	---

TABLA I. Análisis mineralógico semicuantitativo - %

### FENOMENOS DE ALTERACION

Los fenómenos de alteración observados en estas portadas estan relacionados con procesos tanto biológicos como físico-químicos, sin olvidar la acción antrópica.

Los procesos biológicos mas representativos son aquellos relacionados con la presencia de musgos, líquenes y raíces que producen pequeñas fracturas en la roca con la consiguiente fracturación y formación de fisuras, lo que favorece los fenómenos de disolución y finalmente el incremento de la superficie de ataque. Los musgos y líquenes pueden afectar a la superficie sobre la que se asientan por ataques químicos específicos.

Entre los procesos naturales de carácter químico, destaca la acción del  $CO_2$  ambiental, que en presencia de humedad forma ácido carbónico, el cual ejerce una acción importante sobre la caliza, transformando el  $CO_3Ca$  en  $(CO_3H)_2Ca$ , soluble, que con la posterior liberación del  $CO_2$  pasa a  $CO_3Ca$ , pulverulento, con la consiguiente pérdida de compactación de la roca.

Otro hecho importante es la presencia de fenómenos de criofracción. Haciendo un análisis de las variables climáticas (ver Tabla II) se observa la gran duración del período de heladas. Estos cambios de temperatura provocan la fracturación y fisuración de la roca provocando su desmoronamiento y posterior desprendimiento de parte de esta.

Variable climática	Valor medio
Temperatura media mes mas frio .....	4-5 °C
" " " " calido .....	25-26 °C
" " anual .....	14-15 °C
Precipitación media invernal .....	32%
" " en primavera .....	30%
" " " otoño .....	26%
Duración media del período de helada .....	6-7 meses
" " " " seco .....	4-5 meses

TABLA II. Variables climáticas

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las portadas estudiadas muestran de forma patente diversos fenómenos de alteración-degradación de su roca monumental.

La portada del Palacio de Valparaiso presenta una alteración típica por acción del CO<sub>2</sub> ambiental, que provoca el desmoronamiento del cemento calcareo con pérdida de compactación de la roca.

Igualmente, se ha observado por microscopía electrónica de barrido (MEB) la disolución del cemento calcareo.

En las portadas restante, formadas por arenisca, se ha observado al MEB la disolución del cemento de Kaolinita, que ha dejado libres los granos de cuarzo, con la consiguiente desagregación de la roca.

Ambos procesos, junto con el fenómeno de criofracción de la roca y en menor medida la acción de líquenes y musgos sobre la superficie de la roca, hacen que el grado de alteración se presente con mayor o menor incidencia en una u otra portada en función de su composición mineralógica.

Mientras que la portada del Palacio de Valparaiso presenta una alteración avanzada, acentuada por la acción antrópica, el resto de portadas han sufrido con mayor énfasis la acción de estos procesos.

Un factor importante es la inter-acción roca-mortero. La presencia del yeso en este mortero hace pensar que este juegue un papel importante en el pandeo de algunas de las portadas.

Este fenómeno adquiere especial relevancia en la portada del palacio de la pza. de Sto. Domingo (P/SD-12) donde además se conjugan estos procesos de índole arquitectónico, inherente a la construcción de dicho edificio.

## BIBLIOGRAFIA

- ESBERT ALEMANY, R.M. y MARCOS, R. (1982).**- La deterioración de las piedras de la Catedral de Oviedo. Mat. de Construcción, nº 186, 79-88.
- GUARDIA OLMEDO, J.J. (1987).**- The present state of the stone of saint Jerome / church, Granada. The sixth meet of the European Clay Groups 22-29.
- MARTIN, A.; GALAN, E. y VALE, J. (1987).**- Stone decay of the main façade of the university of Sevilla. Sixth Meet. of the E.C.G. 41-44.
- SAIZ JIMENEZ, RODRIGUEZ GORDILLO, J. y MARTIN VIVALDI, J.A. (1984).**- Fenómenos de alteración superficial de los materiales de construcción de la colegiata de Jerez de la Frontera (Cadiz). I Congreso Esp. Geolog. T.I. 741-760.
- VICENTE HERNANDEZ, M.A. (1987).**- Procesos de alteración de materiales petreos con arcilla en su composición I. Sem. Estudio, diagnosis y tratamiento de la erosión lítica en los monumentos- Granada 67-80.
- ZEZZA, U. y SERVETAS, P. (1978).**- Caratteristiche Litologiche e tecniche del calcare di Giannina. Atti Soc. ital. Sci. nat. Museo div. Stor. nat. Milano. v. 119(1), 110-124.

Agradecemos a la Consejería de Educación y Ciencia de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha su colaboración y patrocinio para la ejecución de este estudio.

## CLASIFICACION DE YACIMIENTOS MINERALES POR PROCESOS GEOLOGICOS. I CRITICA METODOLOGICA

RAMBAUD PEREZ, F.  
Unión Explosivos Río Tinto. S.A. Madrid.

**Abstract.** The principles of logical classification of ore deposits are revised by these different levels of scientific rigour, as well the problems of the observational scales of the geological materials and bodies. The different classifications proposed by the bibliography are revised as well as the parameters and criteria used by the different authors.

### 1.1. CRITICA METODOLOGICA

Se somete a crítica una nueva clasificación de yacimientos minerales. Una clasificación más, entre las más de treinta, que conoce el autor.

Esta proliferación de clasificaciones indica dos cosas: 1ª. Ninguna es total, definitivamente aceptada por la comunidad científica. 2ª. La ciencia de los yacimientos todavía no es rigurosamente una ciencia.

Clasificar, juntamente con la definición, es la operación conceptual más elemental que se realiza en la ciencia Bunge, M. 1.969. La clasificación precisa a la definición, y la definición agrupa o separa los conceptos generales, descubre relaciones, indica superposición de campos.

Una dificultad adicional presentan los universos o géneros naturales, en los que las formas de transición dan lugar a una vaguedad de conceptos, que reflejan una indeterminación objetiva.

Los conceptos pueden ser de distintos órdenes. Conceptos individuales (Río Tinto). De clase (Tipo Río Tinto, Kuroko). De relación (Volcano sedimentario). Cuantitativos (Edad, tamaño, ley, variables termodinámicas).

En una ciencia factual como es la ciencia de los yacimientos, el trabajo conceptual se inicia con los variables y clases pero debe terminar con magnitudes con simbología numérica que precise los campos, relacione hechos y quizá descubra teorías que puedan dar un armazón lógico, llegando a sistemas hipotético-deductivos, a modelos.

Las clasificaciones más elementales son por simple división. Dicotomías. Tal es el caso de conceptos: Endógeno-Exógeno; Epigenético-singenético; Metales-Industriales. Estas dicotomías se dan en las etapas más primitivas del desarrollo de las ciencias. En muchos casos son claramente antropocéntricas, no factuales, es tanto como clasificar los animales en comestibles o no comestibles, en la que solo es necesario un concepto para la división.

Nuestro pensamiento procede esencialmente en términos de opuestos V. Bertalanffy 1.968 p. 260. Son formulaciones ingenuas. La física teórica procedía así. Dualidad masa-energía superada por Einstein. Corpúsculo-onda se complementan. Hasta cuerpo-alma es un dualismo superado por Teilhard de Chardin.

Los dos pares de conceptos dicotómicos Endo-Exo, Sin-Epi fueron analizados por Amstutz. 1.964-1.967. A las relaciones espacio y tiempo les aplica este autor la ley de la economía de Occam. Menos hipótesis, más probabilidad de verdad. Ante la dificultad de manejar estos conceptos propone el par, congruente - no congruente. Conceptos simples, muy imprecisos, incompletos. Todavía pesa la herencia de la controversia neptunista-plutonista. Werner-Hutton.

Otras clasificaciones se apoyan en la morfología. Todavía es un nivel de clasificación muy simple y de escasa profundidad científica. Puede existir una convergencia de formas en clases muy distantes. De aquí, el que cuerpos estratiformes o estratiligados, puedan darse en yacimientos muy dispares. En cualquier caso, el concepto morfológico tiene una gran importancia en la ciencia de los yacimientos, ya que implica e incide en la manera de explotación. Claro que esto no es un carácter de ciencia pura, sino aplicada, como es el caso que nos ocupa. La forma es importante para el geólogo económico o minero, pero como criterio de clasificación por sí sola tiene muy poca capacidad discriminatoria.

Un tercer estadio en las clasificaciones son las ordenaciones por hábitos, ecológicas, ambientales; de orden extrínseco.

Paradójicamente, en la ciencia de los yacimientos esta etapa fue en gran medida sobrepasada por los epigenetistas como Lindgren y Niggli estableciendo una teoría hidrotermal. De orden intrínseco, el yacimiento en sí, pero subvalorando la envolvente, lo extrínseco. Es de carácter cuantitativo y genético. Variables temperatura y presión, basadas en termómetros geológicos un tanto dudosos. El mismo mineral, incluso con el mismo hábito, puede formarse en muy diversas condiciones.



El intento epigenetista de Lindgren, Niggli, Bateman y otros autores y geólogos prácticos, ha tenido y todavía tiene una influencia extraordinaria. A partir de los años sesenta el hidrotermalismo se reduce a su estricto campo de aplicación y se pone de nuevo énfasis en los aspectos extrínsecos del yacimiento, Aparecen clasificaciones ambientales, tipológicas, geotectónicas, mezclando conceptos genéticos, escalares o ambientales. La terminología es compleja y con significaciones diferentes.

Como dice Kuhn 1.962 no es extraño que en las primeras etapas del desarrollo de una ciencia diferentes hombres, ante la misma gama de fenómenos los describan e interpreten de modos diferentes.

## 1.2. ESCALAS DE OBSERVACION

Las escalas de observación son un problema más. Según la formación o afición del autor los yacimientos son estudiados en sus aspectos parciales. El geoquímico por su composición principal o elementos traza, el tectónico por sus aspectos estructurales, el microscopista por sus relaciones mineralógicas. Hace unos años hacer metalogenia era estudiar secciones pulidas de menas, definir paragénesis e incluso sucesión temporal de minerales. Hasta Stanton 1.972 no se demuestra que un mineral posterior o simultáneo puede ser ideomórfico debido a su tendencia a cristalizar superior al mineral que le rodea y rellena sus huecos, no indica relación temporal estricta. El desarrollo de la cristalquímica afecta al concepto de sucesión. En la literatura actual ya no se ven diagramas temporales de sucesión. La dicotomía mineral primario-secundario, debe reducirse al campo de la alteración meteórica o en estructuras de tipo drusa, al mineral implantado en otro anterior.

Piensese en la enorme influencia que el concepto de sucesión, originado en la idea de drusa, ha tenido en la metalogenia. El relleno incompleto de un hueco, con sucesión mineralógica temporal, es aplicado a mineralizaciones de tipos drásticamente diferentes.

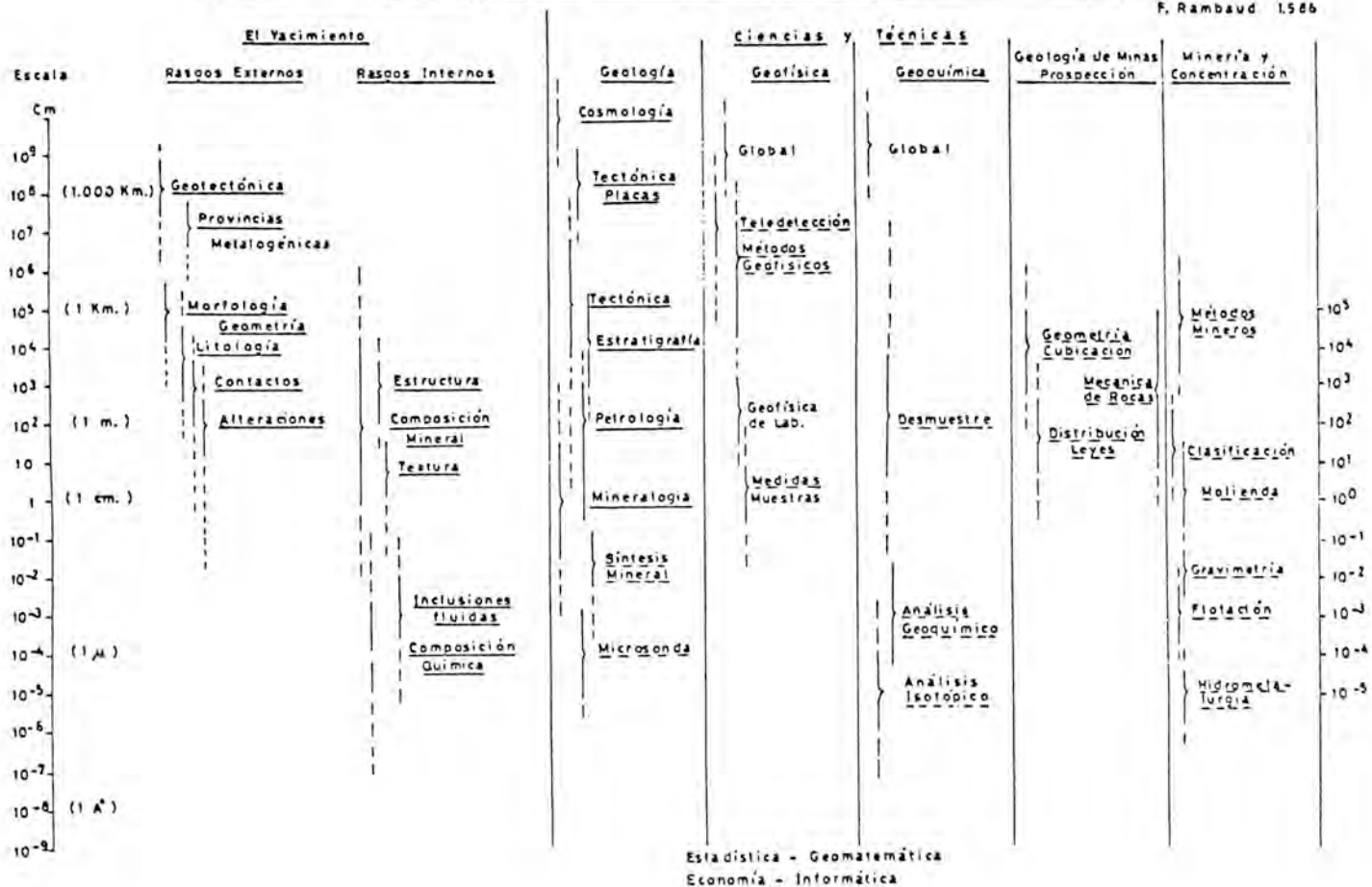
Los yacimientos han de estudiarse a todas las escalas desde el  $10^8$  cm. situación geotectónica, a la composición isotópica  $10^{-7}$ . En sus aspectos externos, extrínsecos; a sus rangos internos, intrínsecos. Para ello habrá que apoyarse en todas las ciencias y técnicas necesarias.

El esquema adjunto resume este criterio escalas. Tabla I.

# SINTESIS DE LAS CIENCIAS DE LA TIERRA EN RELACION CON LOS YACIMIENTOS MINERALES Y SU INVESTIGACIÓN (Criterio Escalar)

F. Rambaud 1986

70



Estadística - Geomatemática  
Economía - Informática

### I.3. PRINCIPIOS DE UNA CLASIFICACION LOGICA

Un nivel superior en las clasificaciones, más profundo, son las clasificaciones sistemáticas, en las cuales las clases están vinculadas por una o más relaciones que denotan correspondencias reales. Una clasificación sistemática no es un mero encasillamiento, ni una mera asignación de lugar y nombre, un catálogo. Es el resultado de una operación por la cual se relacionan conceptos, de tal modo que resulte una conexión o un sistema de algún tipo M. Bunge 1.962.

Tal es el caso de la taxonomía biológica. La jerarquía linneana es adecuada para la zoología pero no es aplicable a la geología. La teoría de la evolución subyace y aflora en la clasificación biológica. Las ciencias de la tierra son otro caso. Necesitan de su propia teoría, de su paradigma.

Quizá la tectónica de placas o la expansión.

La geología solo progresa detrás de las otras ciencias. Necesita de la física, de la química, de la biología, de la matemática, de la lógica. El químico o el físico pueden ignorar a la biología o la geología. No así al contrario.

El paradigma de la tectónica de placas solo fue posible cuando la geofísica dió fruto. Antes solo era una genial intuición. Pero como intuición, subjetiva, discutible, discutida. En las universidades a finales de los años cincuenta Wegener era denostado. Se demostraba con un sinnúmero de argumentos su error. Faltaban nuevas observaciones, nuevos datos que aportaron la oceanografía (el 70 % de la superficie del planeta de la que se ignoraba casi todo), la geofísica (sísmica, paleomagnetismo, etc.). Se subvaloran los datos paleontológicos.

Pueden intuirse otros paradigmas como la expansión de la tierra defendida casi inutilmente por SW. Carey y otros investigadores. Sabíamos poco de los fondos oceánicos, pero nuestra ignorancia del interior de la tierra es escandalosa. Hay que dar tiempo a la física y química, a la cosmología y planetología que aporten datos menos ambiguos, más directos, más científicos en suma. Tan solo la densidad, sismología y algunos parámetros físicos y datos químicos (meteoritos) es poco, muy poco.

La tectónica de placas nos aporta un modelo para clasificar u ordenar los yacimientos según ambientes geológicos, intraplaca, puntos triples, rifts, colisión, transformantes, etc. pero puede parecer demasiado

extrínseca. Es una clasificación geotectónica ambiental, con nueva terminología y conceptualmente más avanzada. La clasificación de Cuencas Sedimentarias propuesta por Kingston, DR y otros 1.983 es de este tipo.

El concepto de tipología establecido por Blondel 1.942, en Routhier 1.963 es de carácter mucho más fértil. Más práctico que teórico. Más establecido por el geólogo de mina o prospector que por el científico. El problema surge al pretender establecer una jerarquía, los criterios son "per se" transicionales.

No existen dos yacimientos idénticos. Ni aún dentro del mismo yacimiento dos minerales idénticos. Un buen geólogo de mina, sabrá la procedencia de una muestra de mineral de su mina. Sabrá distinguir por el aspecto, o ley, o estructura, de que piso o sección proviene.

Como decíamos al principio los universos o géneros naturales tienen una indeterminación objetiva debida a las formas de transición. El concepto tipológico es un excelente criterio de clasificación si no profundizamos en el establecimiento del prototipo y en los criterios jerárquicos. Con ello se pierde rigor lógico, aparece lo subjetivo, lo discutible. Por otra parte tampoco el nivel de conocimiento de los yacimientos es homogéneo y las modas o escuelas harán énfasis en unos aspectos o en otros. De aquí, de nuevo, la necesidad de estudiar los yacimientos a todas las escalas.

Una sistemática tipología ha de permanecer abierta. Palabora no existía en la clasificación de Routhier 1.963 o Cigar Lake no encaja en un filoniano clásico.

Dahlkamp 1.978 en su clasificación de depósitos de uranio agrupaba en una misma clase, los filones tipo La Comanderie con los "filones" en la discordancia del Atabasca. En su nueva clasificación de 1.982 los separa en clases diferentes.

La tipología se establece a partir de caracteres intrínsecos (composición, mineralogía, tonelaje de mineral o metal) y caracteres extrínsecos (litología de caja, estructura, edad) Routhier 1.963. El problema surge cuando todos los datos necesarios para encuadrar un yacimiento en un tipo determinado, no son conocidos o son dudosos. Pero esto no es un problema generado por la clasificación taxonómica, sino por el grado de conocimiento del objeto. El yacimiento en sí.

Otros tipos de clasificaciones han sido establecidas atendiendo a conceptos de relación, numéricos o de clase.

Un análisis profundo y completo es el realizado por Wolf y Gabelman en el monumental tratado Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits 1.976 y sig.

Gabelman, para yacimientos estratiformes, trata de comparar el mayor número posible de clasificaciones concebidas sobre el máximo de bases teóricas.

Establece o recoge nueve tipos de clasificaciones.

Los parámetros utilizados pueden ser:

- I Tipo de roca y metal
- II Procesos principales de control
- III Mecanismo directo de emplazamiento
- IV Roca de caja
- V Reactividad de la roca de caja
- VI Fuente de metales
- VII Fuente de fluidos transportadores
- VIII Dirección de los fluidos transportadores
- IX Edad relativa de las rocas de caja

En rigor I, IV, V y IX son prácticamente similares, así como VI, VII, VIII y II y III.

Wolf 1.981 revisa en el Tomo 8 p. 36 del tratado, las 24 variables usadas para esquemas de clasificación, las cuales pueden, y de hecho lo hacen, presentar transiciones entre ellas y denominaciones diferentes para conceptos idénticos. En la mayoría de los casos son similares a la relación de Gabelman.

El citado autor utiliza otro interesante modo de representación que denomina modelos conceptuales. Se trata, de un mayor desarrollo de anteriores esquemas, modelos analógicos que figuran un segmento de la corteza con sus relaciones entre geotectónica, evolución y yacimientos. No es, en rigor, una clasificación pero sirve para visualizar las relaciones extrínsecas. Tampoco pueden considerarse rigurosamente modelos conceptuales, sino representaciones analógicas.

Repasa Wolf todas las distintas clasificaciones y abundantes terminologías, teorías plausibles e hipótesis, declarándose (T. 8. pág. 320) confundido, aturrullado, ante la falta de precisión y claridad, de los términos utilizados y no viniendo el problema de la lengua utilizada, puede ser imprecisión científica real.

Ningún sector de la ciencia puede prescindir del lenguaje ordinario, pero también necesita construir su lenguaje artificial propio, que se caracteriza por signos y combinaciones de signos, que se introducen junto con ideas

peculiares a esa ciencia Bunge, M. 1.969. Son instrumentos de comunicación, instrumentos para pensar. La ciencia de los yacimientos trabaja con un excesivo número de herramientas, de conceptos especializados. Nos encontramos perplejos ante tal superabundancia. Sería bueno intentar algo distinto. Simple.

#### BIBLIOGRAFIA

- AMSTUTZ, GC. 1.964. Sedi. Ore Genesis. Elsevier.
- AMSTUTZ, GC. 1.969. Sedint. Ores. Univ. Leicester.
- AMSTUTZ, GC. et alt. 1.982. Ore Genesis. Springer.
- BATEMAN, AM. 1.957. Omega.
- BERTALANFFY, L.VON. 1.976. Fondo Cul. Económ.
- BUNGE, M. 1.969. Ariel.
- CAREY, S.W. 1.976. Dev. in Geotectonics. Elsevier.
- DAHLKAMP, FJ. 1.978. Min. Deposita. 13.83-104.
- DAHLKAMP, FJ. 1.982. Ore Genesis. Springer.
- DIXON, CJ. 1.979. Chapman and Hall.
- GABELMAN, JW. Handbook of St. Stratiform Ore Deposits V. I Elsevier.
- KINGSTON, DR, DISHROON, CP, WILLIAMS, PA. 1.983 Am. Ass. Pet. Geol. V. 67 N. 12
- KUHN, TS. 1.962. Fondo de Cultura Económica.
- MINGARRO, E. 1.973. Fundación Juan March. Sin publicar.
- ROUTHIER, P. 1.969. Masson et Cie.
- ROSOE, SM. 1.965. Geol. Surv. Canada Paper 65-6.
- STANTON, RL. 1.972. McGraw Hill.
- WOLF, KH. 1.981. Handbook of Strata-bound and Stratiform ore deposits. V. 8. Elsevier

## CLASIFICACION DE YACIMIENTOS MINERALES POR PROCESOS GEOLOGICOS. II ESQUEMA PROPUESTO

RAMBAUD PEREZ, F.  
Unión Explosivos Río Tinto S.A. Madrid.

Abstract. A new classification of mineral deposits is submitted for criticism based on the three main geological processes (magmatic, sedimentary and tectonic). Each deposit could be represented by three digits, each digit indicating the intensity or importance of each of the processes in the genesis of the ore deposits.

### ESQUEMA PROPUESTO

Para clasificar los yacimientos hemos de partir, de conceptos muy simples y universales. Admitidos por todos y con una correspondencia entre objeto, concepto y palabra lo más clara posible.

Todo geólogo sabe a que nos referimos cuando decimos proceso magmático, proceso sedimentario y proceso tectónico. Evidentemente en la geología hay otros muchos procesos. Metamorfismo, diagénesis, pedología, alteración, etc. pero los tres procesos primarios y fundamentales, son para el autor y en este contexto, lo magmático, lo sedimentario y lo tectónico.

La clasificación de las rocas en ígneas, sedimentarias y metamórficas es adecuada para la petrología clásica, pero para la ciencia de los yacimientos la tectónica tiene una importancia superior quedando el metamorfismo en orden inferior, como proceso intermedio o función de magmatismo y tectónica. Diríamos entonces que el metamorfismo es un proceso tecto-magmático.

Este, podrá ser por hundimiento en la corteza de un macizo rocoso importante cuyo aumento de temperatura, presión y migración de fluidos lleva al metamorfismo regional, o bien, debido al efecto local de una intrusión magmática que afecta a una roca anterior, produciendo el metamorfismo de contacto.

Como señala Stanton, RL 1.972 p. 612 la gran mayoría de los yacimientos del mundo están en rocas metamórficas. Pero el proceso generador no suele ser el metamorfismo en sí, excepto algunos casos muy concretos, este proceso secundario modifica, transforma lo ya existente. Puede suceder que destruya o mejore el yacimiento, como es el caso de recristalizaciones a mayor tamaño de grano, que permiten una mejor liberación en el proceso mineralúrgico de beneficio.

Hemos adoptado la palabra proceso en duda con el concepto anglosajón de control. Control magmático, control sedimentario, control tectónico. Un yacimiento ha sido generado por un proceso, o una serie de procesos, que al fin es lo mismo. Tiene una dimensión temporal. Algo que antes no estaba allí, pero sin carga epigenetista. El yacimiento no estaba allí, pero la roca de caja podría también no estar allí. Puede ser perfectamente singenético utilizando aún la dicotomía protocientífica.

El concepto de control es más finalista. Un yacimiento llega a ser lo que es, por el control último, o por un "proceso" de controles, de sucesión temporal. Hemos tenido que utilizar el vocablo proceso que parece más general, más amplio, por ello lo adaptamos como sustantivo principal seguido de los calificativos magmático, sedimentario y tectónico.

Estos tres procesos nos llevan a un diagrama o esquema triangular en el que caben, creo, de forma simple todos los tipos de yacimiento. En él, se aprecian las relaciones entre los diferentes tipos y la intensidad relativa que cada proceso juega en la formación de cada tipo de yacimiento.

La tipología de yacimiento también ha de ser muy simple y lo menos ambigua posible. Admitimos, en parte, ampliada, la de Stanton, R.L. 1.972

- Yacimientos de Cr-Ni-Pt en ultramáficas
- Yacimientos de Fe-Ni-Cu en máficas
- Asociaciones carbonatíticas
- Asociación anortosíticas
- Pipas de diamante
- Asociaciones de tipo Cobre-porfídico (Mo, Sn)
- Asociaciones pegmatíticas (Greissens)
- Filones (variables, múltiples asociaciones)
- Yacimientos de hierro
- Yacimientos de manganeso
- Yacimientos volcano-sedimentarios
- Yacimientos en calizas Pb-Zn-Ba
- Yacimientos en areniscas y pizarras U, V, Cu
- Yacimientos en conglomerados U-Au
- Metamórficos. Skarns, etc.

Añadimos a la clasificación de Stanton algunos conceptos:

- Yacimientos en los dorsales oceánicas
- Nódulos de fosfato o manganeso
- Evaporitas
- Fosfatos
- Yacimientos de azufre

Las áreas que cubren cada uno de estos tipos, solo es tentativa y puede modificarse para los tipos de transición.



Estas agrupaciones incluyen una mezcla de conceptos, lo cual metodológicamente no es correcto. En unos casos el concepto es morfológico. Filones, porfídicos, nódulos. En otras asociaciones aludimos a rocas sedimentarias; calizas, areniscas y con especificación del componente o componentes principales (utilitario). En un tercer caso nos apoyamos en conceptos genéticos o procesos genéticos. Volcano-sedimentarios, skarn.

En rigor científico, el primer principio para una clasificación correcta es que los caracteres o propiedades elegidos para llevar a cabo la agrupación debe mantenerse a lo largo de todo el trabajo Bunge 1.969. Aquí el universo de los yacimientos lo estamos agrupando según caracteres morfológicos, composicionales o genéticos. ¿Qué sucede entonces? pues que estamos intentando aplicar un rigor lógico, científico, a una ciencia que no es pura, sino aplicada, por tanto con componente antropocéntrica. Una yacimiento parece tener siempre una componente económica.

Pero lo que sí podemos hacer es tratar de establecer una jerarquía, un orden en los conceptos geológicos.

Para este trabajo adoptamos como conceptos geológicos de Primer Orden lo: Magmático, Sedimentario y Tectónico.

Lo magmático sugiere el concepto de energía, el calor interno de la tierra. Lo sedimentario sugiere el concepto de gravedad, la masa que se erosiona y deposita. Interacciona con la energía del sol que mueve la hidrosfera y atmósfera. Lo tectónico sugiere el concepto de estructura, la geodinámica.

Masa, energía, estructura, que en último término definen los observables geológicos Mingarro, E. 1.973.

Descendiendo a un segundo orden jerárquico.

Lo magmático puede ser dividido en sus grandes componentes químicos: Magmas ácidos y Magmas básicos (o máfico). Con todas las transiciones petrológicas que se quieran y rocas extremas o peculiares. Puede sugerir también que los magmas ácidos son, en cierto modo, más "tectónicos" que los básicos.

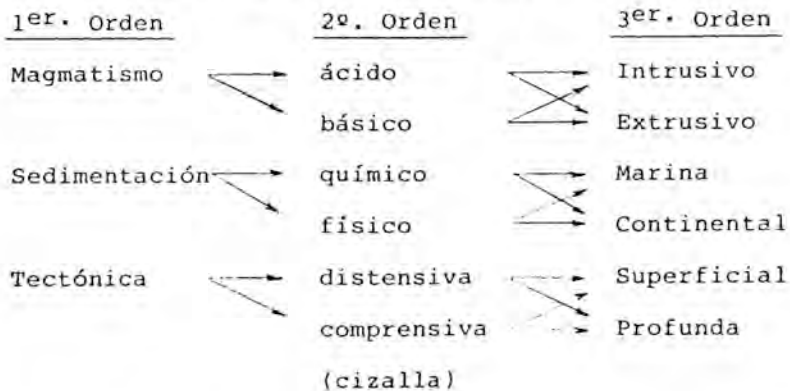
Lo sedimentario puede ser dividido en órdenes secundarios como precipitados que dan lugar a: Sedimentos Químicos, Sedimentos Orgánicos y Sedimentos Físicos.

Los sedimentos químicos sugieren menos geodinámica. Los detríticos, cuanto más gruesos, más efectos geodinámicos, más tectónicos.

Lo tectónico puede ser dividido en procesos de: Tectónica distensiva, comprensiva o de cizalla.

Estos tipos de tectónica sugieren diferentes posiciones y relaciones, en y con, las placas. También con el concepto de "terrenos".

Un tercer nivel de jerarquía podemos establecerlo según el modo de emplazamiento aplicable ambos a cada jerarquía de 2º. orden quedando de la forma siguiente:



Hasta aquí jerarquizamos los procesos puros. Pero estos en la naturaleza, no se dan nunca independientes o solo raramente, ya que los procesos interaccionan entre ellos, dando lugar a procesos mixtos de otro orden, serían los procesos tecto-sedimentarios que puedan englobar rocas sedimentarias producidas por procesos de origen tectónico, como pueden ser los procesos diagenéticos, de alteración meteórica, erosivos, etc. Así mismo los procesos magmato-sedimentarios o sedi-magmáticos tendrán un carácter mixto entre los procesos principales o de primer orden.

#### CLASIFICACION NUMERICA

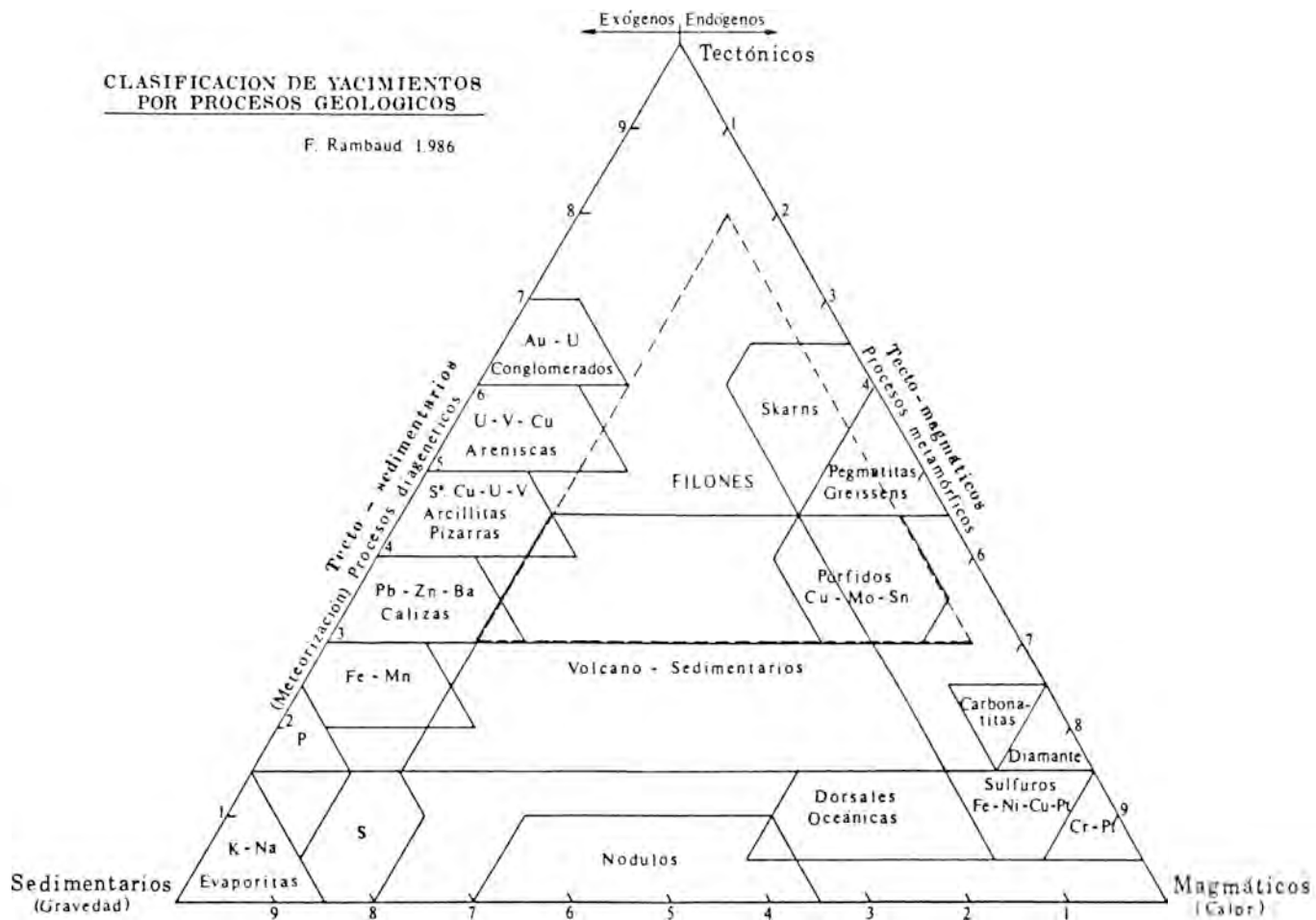
Del triángulo de procesos, magmático, sedimentario, tectónico se puede deducir una simple formulación de cada yacimiento con tres dígitos, de manera que la intensidad o carencia de un determinado proceso pueda significarse por un número del 9 al 0.

Si se quisiera precisar más podrían utilizarse dos dígitos para cada proceso (00 a 99).

Cada yacimiento puede entonces ser representado por tres dígitos, en los que cada dígito representa la intensidad o importancia de cada proceso. Pero cada yacimiento no tiene por que corresponder a un punto, de tal forma que la suma de los tres dígitos sea 10 (o bien 100). Con ello se indica que un yacimiento puede ocupar un área, o un segmento, lo que significa que unas partes del yacimiento pueden estar más o menos afectadas por alguno de los procesos tectónico, magmático o sedimentario. Los

**CLASIFICACION DE YACIMIENTOS  
POR PROCESOS GEOLOGICOS**

F. Rambaud 1986



procesos secundarios como metamorfismo, diagénesis, meteorización, pueden indicarse con algún símbolo simple como una coma, asterisco u otro cualquiera. Las provincias metalogénicas o metolotectos ocupan mayor área. Pongamos algunos ejemplos:

a) Evaporitas. Yacimientos de cloruros de Na, K y Mg

Es un proceso fundamentalmente sedimentario, nada o prácticamente nada, magmático, puede estar o no tectonizado.

El yacimiento de potasas de Balsareny en Cataluña (España) tendría: 0 Mágmatco, 0 Tectónico, 9 Sedimentario

Balsareny (0, 0, 9)

Existe un cierto fallado que puede discutirse si es sinsedimentario o tectónico (0, 1, 9).

El yacimiento de potasas de Cardona también en Cataluña y en un diapiro mucho más tectonizado vendría dado por: 0 Mágmatco, 2 Tectónico, 9 Sedimentario.

Cardona (0, 2, 9)

b) Nódulos polimetálicos oceánicos.

Lo magmático tiene cierta importancia así como lo sedimentario. Poco o nada tectónico o no tectonizado, aunque su origen sea un macroprocesado geotectónico: 3-6 Mágmatco, 0 Tectónico, 1-6 Sedimentario.

Nódulos (5, 0, 5)

c) Cromitas de Bushveld (9, 1, 0)

Fundamentalmente magmáticas, nada sedimentarias y poco o nada tectónicas: 8-9 Mágmatco, 0-1 Tectónico, 0 Sedimentario.

d) Diamantes en kimberlitas (Premier mine) (8, 2, 0)

Proceso magmático por intrusión en chimenea kimberlítica. 7-8 Mágmatco, 1-2 Tectónico, 0 Sedimentario.

Un placer de diamantes sería un (8, 2, 0) que ha sufrido un proceso posterior de erosión, transporte y sedimentación que podríamos representar por un (8, 2, 3). El dígito correspondiente al proceso sedimentario lo señalamos con un símbolo 3' (o bien 3, bien 3\*).

e) Yacimientos exalativo-sedimentarios tipo Rio Tinto. Proximales o distales.

- Proximal. Masa S. Dionisio (5, 3, 3)

Participación magmática importante, tectonización (sinclinal apretado). Proceso sedimentario notable. 5 Magmático, 3 Tectónico, 3 Sedimentario.

- Distal Masa S. Antonio (4, 2, 4) o bien (4, 3, 5)

Participación Magmática importante pero más lejana que en S. Dionisio, tectónica importante, sedimentación más acusada. 4 Magmático, 2 Tectónica, 4 Sedimentario.

- Cerro Colorado de Rio Tinto. Stockwork. (5, 3, 2)

Tránsito entre el campo de lo filoniano y el concepto cobre porfírico, tectonización notable y sedimentación baja. 6-5 Magmático, 3-4 Tectónico, 2 Sedimentario.

El enriquecimiento secundario modificaría el tercer dígito (5, 3, 2').

- f) Filones wolframita. Panasqueira (5, 5, 0)

Magmatismo acusado y cercano al campo de las pegmatitas, tectonización acusada en dos sentidos. Cercanía al batolito generador por una parte y fracturación posterior. Proceso sedimentario nulo. 5-6 Magmático, 5-6 Tectónico, 0 Sedimentario.

- g) Yacimientos tipo Missisipi Valley

Reocín en el norte de España. 0-1 Magmático, 3-4 Tectónico, 6-7 Sedimentario.

Reocín (0, 3, 7)

- h) Uranio en areniscas tipo Colorado Plateau (1, 5, 5)

Concordantes, estructuras tipo "roll" pero también con características filonianas. Dudoso aporte volcánico. 0-1 Magmático, 5-6 Tectónico, 4-5 Sedimentario.

Con estos ejemplos solo tratamos de explicar como los distintos tipos de yacimientos y algunos casos concretos pueden ser representados en el triángulo de procesos.

La notación de tres dígitos tiene indudables ventajas para simplificar los mapas metalogénicos y aplicaciones en informática.

## CONCLUSION

La clasificación que proponemos es ante todo didáctica. Los distintos tipos de yacimientos se agrupan en un área del triángulo formado por los tres procesos principales.

También se aprecian las interrelaciones y tránsitos de un tipo a otro. El vértice tectónico parece separar entre lo exógeno y endógeno.

La tectónica, por sí sola, no forma yacimientos, por ello la parte superior del triángulo queda en blanco. Por el contrario los procesos magmáticos y sedimentarios puros sí dan lugar a yacimientos, sin efectos debidos a los otros procesos.

La dicotomía epigenético-singenético también puede esbozarse a partir del vértice magmático. Parece insinuarse que lo singenético queda abajo a la izquierda del triángulo. Lo epigenético arriba a la derecha.

Pensamos que esta representación clasificatoria puede ser fértil, una vez que se definan con rigór los campos asignados a cada tipo. Podrán quedar áreas que quizá correspondan a yacimientos no conocidos.

Definir una provincia metalogénica con tres (o seis) dígitos, una serie de yacimientos con una anotación no ambigua (discutible eso sí), puede tener interés como medio de comunicación como base de discusión. Por ello este trabajo se inicia diciendo que, se somete a crítica una nueva clasificación de yacimientos. La discusión y la crítica es lo que esperamos del lector.

Discusión y crítica que son imprescindibles para el progreso de una ciencia de síntesis como es la ciencia de los yacimientos, en la que es necesario recurrir a todas las ramas de la ciencia geológica: petrogénesis, sedimentología, tectónica, geofísica, geoquímica, paleontología, estratigrafía, etc. Al geólogo de yacimientos le son imprescindibles conocimientos básicos de todas las ciencias geológicas.

Pero además, como la geología a su vez es también ciencia de síntesis, que se apoya en la física, química, biología, matemáticas, etc. podríamos decir que el estudio de los yacimientos minerales es una ciencia de síntesis en el contexto de una ciencia sintetizadora, para colmo con interés económico y tectónico. De aquí su gran dificultad para el progreso, problemática especial y atractivo.

## BIBLIOGRAFIA

- AMSTUTZ, GC. 1.964. Sedi. Ore Genesis. Elsevier.
- AMSTUTZ, GC. 1.969. Sedint. Ores. Univ. Leicester.
- AMSTUTZ, GC. et alt. 1.982. Ore Genesis. Springer.
- BATEMAN, AM. 1.957. Omega.
- BERTALANFFY, L.VON. 1.976. Fondo Cul. Económ.
- BUNGE, M. 1.969. Ariel.
- CAREY, S.W. 1.976. Dev. in Geotectonics. Elsevier.
- DAHLKAMP, FJ. 1.978. Min. Deposita. 13.83-104.
- DAHLKAMP, FJ. 1.982. Ore Genesis. Springer.
- DIXON, CJ. 1.979. Chapman and Hall.
- GABELMAN, JW. Handbook of St. Stratiform Ore Deposits V. I  
Elsevier.
- KINGSTON, DR, DISHROON, CP, WILLIAMS, PA. 1.983 Am. Ass. Pet.  
Geol. V. 67 N. 12
- KUHN, TS. 1.962. Fondo de Cultura Económica.
- MINGARRO, E. 1.973. Fundación Juan March. Sin publicar.
- ROUTHIER, P. 1.969. Masson et Cie.
- ROSOE, SM. 1.965. Geol. Surv. Canada Paper 65-6.
- STANTON, RL. 1.972. McGraw Hill.
- WOLF, KH. 1.981. Handbook of Strata-bound and Stratiform ore  
deposits. V. 8. Elsevier

ASPECTOS GEOLOGICOS Y METALOGENETICOS DEL AREA DE HERRERA DE LOS NAVARROS (CADENA IBERICA ORIENTAL. ZARAGOZA-TERUEL)

CARDELLACH, E.(1); BESTEIRO RAFALES, J.(2); OSACAR SORIANO, C.(2) Y POCOVI, A.(2)

(1) Dpto. Geología. Univ. Autónoma Barcelona.

(2) Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza.

ABSTRACT.- In the Herrera de los Navarros area several mineral occurrences ranging from vein type (Ba,Pb-Zn,Sb) to stratabound (Zn(Pb)) are found. They are placed within Paleozoic materials and appear to be structurally controlled by a thrust phase related to Hercynian orogeny which developed a fracture system after the first phase folds. Thus, mineralized veins are found around periclinal edges of folds. A litological control from devonian limestones and ashgillian dolomites has also been observed.

GEOLOGIA REGIONAL

La zona estudiada se halla en las estribaciones meridionales de los macizos paleozoicos orientales de la Cadena Ibérica (fig. 1). Los materiales presentes en esta zona se apoyan sobre los términos superiores de la potente "serie Ibérica" del Cámbrico superior y Tremadoc (Fm Santed) y representan, a grandes rasgos, tres secuencias deposicionales:

Secuencia ordovícica: Se inicia tras la ruptura que se materializa en la base transgresiva de la Cuarcita Armoricana. Sobre esta y con un tránsito rápido aparecen las pizarras con graptolites de la Fm Castillejo (Villas, 1985), que en la base presentan intercalaciones oolíticas ferruginosas (Miembro Marité), y luego las pizarras con intercalaciones arenosas de la Fm Fombuena. La secuencia acaba con un tramo carbonático denominado Fm Caliza de Cistoideos (Dereims, 1889; Villas, 1985), donde predomina la caliza bioclástica, con abundante fauna de cistoideos, crinoideos, briozoos, braquiopodos y trilobites; sedimentos de plataforma que en buena parte de la superficie aflorante presentan una intensa dolomitización (descendente).

Secuencia silúrica: Comienza con la Fm Pizarras de Orea (Sacher, 1966). Esta formación descansa sobre una superficie de erosión que arrasa parcial o totalmente las calizas de cistoideos o incluso niveles inferiores y contiene elementos detríticos groseros de dichas calizas. Sobre es tramo pizarroso se encuentra el nivel de la llamada Cuarcita Blanca (Lotze, 1929) o C. Valentiense, de extraordinaria continuidad lateral, y encima, un espesor considerable (más de 1000 m) de argilitas, limolitas y areniscas que constituyen la Fm Badenas (Carls y Gandl, 1967), de edad Llandoveryense inferior a Ludlowiense superior. Se consideran depósitos de aguas someras bajo un régimen de fuerte subsidencia compensada por la rápida sedimentación (Carls, 1983). Este régimen sedimentario se interrumpe con la aparición masiva de detríticos durante el Pridoliense, que marca el inicio de la secuencia del Devónico inferior, aún en edad Silúrico

Secuencia del Devónico inferior: En la base, las cuarcitas con



intercalaciones conglomeráticas, frecuentes nódulos fosfatados y algunos niveles oolíticos ferruginosos, constituyen la Fm Luesma (Carls y Gandl, 1967). Dicha formación pasa transicionalmente a un tramo preferentemente carbonático bioclástico con intercalaciones arcillosas y con abundante fauna de braquiópodos y bivalvos, entre otros organismos, que constituyen la Fm Noguerras (Carls y Gandl, 1967). Sigue el tramo de alternancia de areniscas y arcillas de facies someras, de ambientes restringidos, con fauna de braquiópodos y tentaculites de la Fm Santas Cruz (Carls y Gandl, 1967), y encima, un tramo de calizas y arcillas con abundantísima fauna de braquiópodos que constituye la Fm Mariposas (Carls y Gandl, 1967). Por encima de esta última formación sigue una serie preferentemente arcillosa y carbonática en la que se han definido varias formaciones (Carls y Gandl, 1967; Carls, 1965...) cuya sucesión ofrece aún ciertas dudas y en la que se encuentra representado hasta el Frasnense (Carls, c. p.).

Por lo que concierne a la estructura de la zona, los aspectos más destacados corresponden a la superposición de varios episodios de deformación hercínica que sistematizaremos en los siguientes aspectos:

Pliegues sinquistosos: Son pliegues de dirección aproximadamente N-S, con fuerte vergencia al E y desarrollo irregular de una esquistosidad de plano axial que representa el rasgo estructural más destacable a escala de afloramiento. El sinclinal de Santa Cruz de Noguerras es el elemento más relevante a escala cartográfica (fig. 1).

Cabalgamientos vergentes al W: Son accidentes muy verticales, cuyo estilo depende del comportamiento de los tramos de serie afectados. Mientras a nivel de la Cuarcita Armoricana dan lugar a zonas de fractura rígidas, a nivel de la Cuarcita Valentiense se aprecian pliegues hectométricos cuya expresión cartográfica es la de terminaciones periclinales que rodean la cresta de la Cuarcita Armoricana. En estas estructuras se localiza la mayor parte de las mineralizaciones filonianas del área.

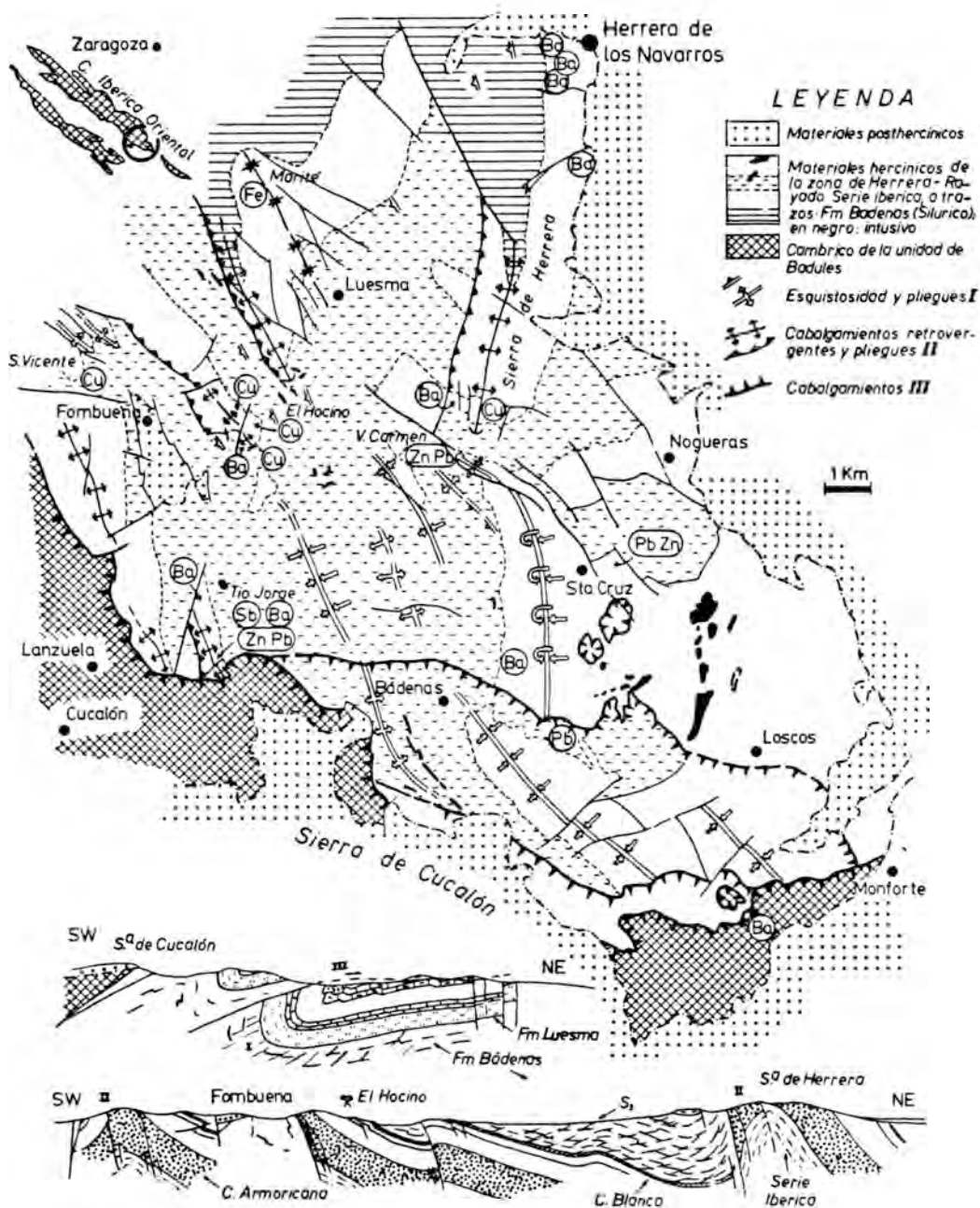
Cabalgamientos de plano subhorizontal: Aparecen limitando la zona por el S y el W, cortando el edificio plegado de las fases anteriores. Provocan la superposición de la Unidad de Badules (Cámbrico) sobre la Unidad de Herrera.

Sobre los citados rasgos estructurales y con relación manifiesta o no con la fracturación tardihercínica, tiene lugar el emplazamiento de un magmatismo calcoalcalino en forma de diques, cuerpos masivos o materiales volcánico-sedimentarios (Conte, 1985; Muñoz et al., 1986).

#### INDICIOS Y MINERALIZACIONES

Agruparemos las mineralizaciones e indicios desde el punto de vista morfológico en los siguientes tipos:

1) Fe oolítico: se sitúan en un tramo ferruginoso justo por encima de la Cuarcita Armoricana. Se trata de una mena formada por hematites y goethita oolíticas con algo de magnetita que pasan lateralmente a una arenisca con matriz ferruginosa. Ej.: mina



Marité (Luesma).

2) Mineralizaciones filonianas:

2a) Filones de baritina: son bastante abundantes. Normalmente es espática y rellena fracturas dentro de niveles competentes de toda la serie estratigráfica. Ej.: mina de Herrera de los Navarros.

2b) Filones de Pb-Zn (Ba-Fe): Filones con galena, esfalerita, calcopirita, pirita y, ocasionalmente, baritina. Encajan en las cuarcitas de la Fm Luesma (mina San Ramón) o en las dolomías ashgillienses (mina San Vicente). La potencia máxima es de 2m y la ganga es cuarcítica - dolomítica.

2c) Filones de Cu-cuarzo: Encajan en dolomías y cuarcitas del Ordovícico sup.-Silúrico inf. Están constituidas por una masa de cuarzo con calcopirita, galena, pirita y esfalerita. Tienen una potencia máxima de 0.5m. Ej.: mina de El Hocino.

2d) Filones de Sb (Pb-Zn): Se trata de brecha cementada por heteromorfitita y zinkenita con esfalerita acaramelada y pirita junto con calcita y baritina. Los elementos de la brecha son fragmentos de dolomía del Ashgillense.

3) Mineralizaciones estratoligadas: Se trata de mineralizaciones de Zn (Pb) ligadas a las rocas carbonáticas de la Fm Noguerras. En ella se presentan dos tramos mineralizados, con potencias superiores al metro. El encajante está formado por bancos de caliza organógena, fuertemente dolomitizados y silicificados. Aparecen en la terminación periclinal de un sinclinal de eje NNW-SSE con inmersión axial hacia el S, afectado por varias fracturas E-W, las cuales limitan la mineralización. La mena está constituida por esfalerita, galena, calcopirita y pirita. Ej.: mina Virgen del Carmen.

CONCLUSIONES

Dejando de lado los yacimientos de Fe oolítico, existen dos claros controles metalogenéticos en este área:

1) Niveles carbonáticos, sean dolomías (minas San Vicente, El Hocino y Tío Jorge), sean calizas organógenas (mina Virgen del Carmen): Control litológico.

2) Terminaciones periclinales de pliegues y fracturas asociadas: Control estructural.

BIBLIOGRAFIA

- CARLS, P. (1965) Diss. Math. naturwiss. Fak. Univ. Wurtzburg. 155p.  
CARLS, P y GANDL, J. (1967), Intern. Symp. Dev. System, 2, 453-464.  
CARLS, P. (1983), Libro Jubilar J.M. Ríos, III, 11-32.  
CONTE, J.C. (1985) Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza.  
DEREIMS, A. (1898) Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon. Ann. Herbert, 2, Lille.  
LOTZE, F. (1929) Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. K.N.F., 14(2),  
MUÑOZ, A., E. ANCOCHEA, J. SAGREDO, J.A. DE LA PEÑA, F. HERNAN, J.L. BRANDLE y R. MARFIL. X Congr. Stratigr. et Geol. Carbonifère. I.G.M.E., 27-52.  
SACHER, L. (1966) N. Jb. Geol. Palaontol., 124, (2), 151-167  
VILLAS, E. (1985), Mem. Museo Paleont. Univ. Zaragoza, nº 1 (1-2).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al prof. P. Carls las numerosas y gratas lecciones de geología de campo y a los profs. C. Ayora y M. Lago, sus orientaciones y ayudas varias.

## YACIMIENTOS ESTRATOLIGADOS EN LOS ANDES CENTRALES: SU POSICION EN EL MARCO DE LA EVOLUCION GEOTECTONICA DEL CICLO ANDINO

FONTBOTE, L.  
Mineralogisch-Petrographisches Institut. Univ. Heidelberg.  
Alemania Federal.

En los Andes están representados algunos de los tipos más característicos de yacimientos estratoligados, incluyendo sulfuros masivos en rocas sedimentarias y volcánicas, diversos tipos volcanogénicos no masivos, yacimientos del tipo Mississippi Valley, del tipo "red-bed", etc. Los yacimientos estratoligados, que del punto de vista económico constituyen en los Andes el segundo grupo en importancia después de los pórfiros cupríferos, pueden clasificarse en tres "Etapas Metalogenéticas" de acuerdo con la posición geotectónica en que se encuentran (Tab. 1).

ETAPA I (TRIÁSICO-LIÁSICO) - Yacimientos en una plataforma calcárea sin relación aparente a un par arco magmático - cuenca tras-arco (Perú).

Ia Yacimientos en la base de la secuencia transgresiva con intercalaciones volcánicas y volcanoclásticas importantes (Pucará central) (Zn-Pb-Cu-Ag)

Ib y Ic Yacimientos en rocas calcáreas respectivamente en la base y dentro de la secuencia (Pucará central y oriental) (Zn-Pb-(Ba-F))

ETAPA II (LIÁSICO-ALBIANO) - Yacimientos en el par ensiálico arco magmático - cuenca tras-arco, y en el borde del continente emergido.

IIa Yacimientos en el arco magmático (Chile) (Cu)

IIb Yacimientos en cuencas volcanoclásticas, fundamentalmente continentales, cerca del arco magmático (en parte desarrolladas como cuencas intra-arco) (Chile) (Cu, Mn, Fe)

IIc Yacimientos en secuencias volcano-sedimentarias en cuencas tras-arco (en parte cuencas marginales) (Perú, Chile) (Cu, Zn-Cu, Ba)

IId Yacimientos en secuencias marinas en posición tipo tras-arco (Chile) (Fe, Ba, Zn, Pb, Ag)

IIe Yacimientos en sedimentos de plataforma al borde del continente emergido (Perú, Chile, Argentina) (Zn-Pb-Cu, Zn-Pb, Ba-Sr)

ETAPA III (CRETÁCICO SUPERIOR-CENOZOICO) - En cuencas intra-arco continentales.

IIIa Yacimientos argentíferos polimetálicos en cuencas fluvio-lacustres asociados espacialmente a volcanismo intermedio y ácido calcoalcalino (Perú, Chile)

IIIb Tipo red-bed en secuencias molásicas en cuencas intramontanas (Cu y Cu-(U-V)) (Perú, Bolivia, Chile, Argentina)

IIIc Asociados a volcanismo alcalino cenozoico, especialmente en flujos ignimbríticos y en tobas (U) (Perú, Bolivia, Argentina)

CUENCAS SUBANDINAS (CRETÁCICO INFERIOR-EOCENO) - En rocas calcáreas someras y en sedimentos clásticos (Argentina) (Cu-(U, V), Pb-Zn).

Razones isotópicas de Pb y Sr indican que el origen de los metales se puede explicar, con cierta simplificación, con un modelo basado en tres tipos de

componentes. Son "componente mantélica" (representada sobre todo en yacimientos de las Etapas IIB y IID), "componente orogénica" (Etapa IIE), y "componente de corteza superior antigua" (Etapa IC). Si bien el proceso de subducción de la placa oceánica bajo Sudamérica es el factor dominante de la evolución geológica de los Andes, la participación de sedimentos pelágicos subducidos en el material de mena no es necesaria para explicar las razones isotópicas de los yacimientos investigados. Los resultados isotópicos son coherentes con datos tectónicos, paleogeográficos y paragenéticos que indican que la génesis de los yacimientos estratoligados está directamente relacionada al marco geológico inmediato, el cual puede ser o no un resultado del proceso de subducción.

FONTBOTÉ, L. (In press) Stratabound ore deposits in the Central Andes (5°-40°S): A review in the frame of the geotectonic and paleogeographic setting (Andean Cycle). Lecture Notes in Earth Sciences, Springer, Berlin-Heidelberg.

Tab. 1 Posición tectónica de yacimientos estratoligados representativos en los Andes Centrales (FONTBOTÉ, in press)

III Upper Cretaceous-Cenozoic	Magmatic arc (continental)			Continental Sub-Andean basin Salta Group	
II K1 Triassic-Albian	a) Magmatic arc volcanic sequence (Cu)	c) Back-arc basin volcanosedimentary sequence (in part marginal basin) (Cu and Zn-Ba)	d) Back-arc basin mainly marine sed. (Fe, Ba, Zn, Pb, Ag)	e) Foreland basin carbonate platform (Pb-Zn-Ag, Ba-Sr, Ba)	
	b) Sediments close to the volcanic arc (in part intra-arc basins) (Cu, Mn, Fe) - detrit. sed.: C. Coloso (Cu), Talcuna (Cu, Mn) - marine sed. Coquimbana (Mn), Ch Quemado (Fe)			- Hualgayoc (Pb-Zn-Ag) - Santa Metallotect (Pb-Zn-Ag, Ba) - Mina Ragra (V) - Domeyko (Ba) - Neuquén (Ba-Sr)	
J	-(Cu-(Ag)) deposits in La Negra Fm.			- Neuquén (Ba-Sr) - Cercapuquio (Zn-Pb)	
I Triassic-Liassic	Carbonate platform without apparent relation to a magmatic arc (Pucará basin) a) Base of the carbonate sequence with significant intercalated volc. material Carahuacra-Huripampa, Manto Katy (massive pyritic Zn-Pb-Cu-(Ag) ore) (Central Pucará) b) and c) Carbonate-hosted Zn-Pb deposits without significant intercalated volc. material b) Base of the carbonate sequence: Shalypaico (Zn-Pb-(Ag)) (Central-Eastern Pucará) c) Within a thick carbonate sequence: San Vicente belt (Zn-Pb) (Eastern Pucará)				

## ZONALIDAD PETROLOGICA Y METALOGENICA DE LOS MACIZOS ULTRABASICOS DE LAS CADENAS ALPINAS DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL (CORDILLERAS BETICO-RIFEÑAS Y KABYLIAS)

GERVILLA, F.(1); LEBLANC, M.(2) Y TORRES-RUIZ, J.(1)  
(1) Dpto. Mineralogía-Petrología, Instituto Andaluz Geología Mediterránea, Univ. Granada. C.S.I.C.  
(2) Centre Geologique et Geophysique. C.N.R.S. Univ. Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. Francia.

Los macizos ultrabásicos de Ronda, Ojén y Carratraca (Cordillera Bética), de Beni Bousera (Rif) y de Collo (Pequeña Kabylia) son de "tipo alpino" y están constituidos esencialmente por lertzolitas. Dichos macizos muestran una zonación incompleta de facies petrológicas y, desde el punto de vista metalogénico están caracterizados por la presencia de mineralizaciones de cromita y arseniuros de níquel y/o de mineralizaciones de sulfuros de (Fe-Ni-Cu) y grafito.

En el conjunto de los macizos estudiados están representadas las cuatro facies petrológicas definidas por O'Hara (1967), si bien solo en el de Ronda (Obata, 1980) y en el de Ojén se observa la zonación completa de facies (lerzolitas con granate, lertzolitas con espinela de subfacies Ariegita y Seiland, y lertzolitas con plagioclasa). En el macizo de Beni Bousera (Kornprobst, 1969) y en el de Carratraca solo afloran facies de lertzolitas con granate y de lertzolitas con espinela, mientras que el macizo de Collo está constituido exclusivamente por lertzolitas con plagioclasa. Aunque la distribución actual de facies petrológicas está en gran medida condicionada por efectos tectónicos y por el nivel de exposición, su análisis lleva a la consideración de que las facies se configuraron de acuerdo con un patrón zonal concéntrico, el cual, de acuerdo con el modelo dinámico de Obata (1980), implicaría que las zonas de lertzolitas con granate, de lertzolitas con espinela y de lertzolitas con plagioclasa representan posiciones cada vez más internas dentro del o los diapiros mantélicos.

Las mineralizaciones de cromita y arseniuros de níquel muestran características composicionales que evolucionan de acuerdo con el esquema general de facies petrológicas (Gervilla et al., 1987). En lertzolitas con plagioclasa, las mineralizaciones aparecen asociadas a dunitas y están constituidas por cromita rica en  $Cr_2O_3$  y  $MgO$  con ganga de ortopiroxeno y/o clinopiroxeno. Los arseniuros de níquel están en cantidades muy minoritarias y solo aparecen en las mineralizaciones de la Serranía de Ronda. En las zonas con facies de lertzolitas con espinela y de lertzolitas con granate la asociación mineral es más compleja y está formada principalmente por cromita y niquelina, con cantidades minoritarias de lollingita, maucherita, gersdorffita, óxidos de Fe y/o Ti, sulfuros de (Fe-Ni-Cu), y ganga de ortopiroxeno y/o cordierita. Tanto el contenido en  $Al_2O_3$  y FeO de las cromitas, como las proporciones de arseniuros de níquel y cordierita en las mineralizaciones, aumentan desde las enclavadas en lertzolitas con espinela (subfacies Seiland) hasta las que se encuentran en lertzolitas con granate.

Las mineralizaciones de sulfuros de (Fe-Ni-Cu) y grafito aparecen enclavadas solo en facies de lertzolitas con espinela y con granate, y están constituidas esencialmente por pirrotina, pentlandita, calcopirita, cubanita, grafito y cromita, con ganga de flogopita y/o plagioclasa. Completan la asociación pequeñas cantidades de arseniuros y sulfoarseniuros de níquel y/o cobalto. Dentro

de ella se pueden establecer distintos tipos composicionales en base a las proporciones relativas entre sulfuros y grafito, entre los distintos sulfuros, y a la presencia y composición de la espinela cromífera. Las mineralizaciones más ricas en grafito se sitúan en lertzolitas con espinela mientras que las más ricas en sulfuros lo hacen en lertzolitas con granate.

Los diversos tipos y la evolución composicional de las mineralizaciones refleja diferencias en las composiciones originales y en el estado de diferenciación de líquidos mineralizantes de procedencia magmática. Tales diferencias se establecen espacialmente según un patrón proximal-distal respecto a l núcleo del o los diapíros ultrabásicos y por tanto, de forma similar al que refleja la distribución de facies petrológicas.

#### BIBLIOGRAFIA

- GERVILLA, F.; TORRES-RUIZ, J. y FENOLL HACH-ALI, P. (1987). Boletín Geológico y Minero, T. XCVIII-III, 357-375.
- KORNPROBST, J. (1969). Contribution to Mineralogy and Petrology, 23, 283-322.
- OBATA, M. (1980). Journal of Petrology, 21 (3), 533-572.
- OEN, I.S. (1973). Economic Geology, 68, 831-842.
- O'HARA, M.J. (1967). In: Ultramafic and Related Rocks. P.J. Willie ed., 393-401.

## MINERALIZACION DE CROMO EN EL MACIZO DE HERBEIRA (COMPLEJO DE CABO ORTEGAL. LA CORUÑA)

MONTEERRUBIO PEREZ, S.; LUNAR HERNANDEZ, R. Y OYARZUN MUÑOZ, R.  
Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ. Complutense Madrid.

ABSTRACT.- The polymetamorphic Complex of Cabo Ortegal is divided into three main units: Limo, Herbeira and Uzal. The dominant rock-type is a highly serpentinized pargasite-spinel (s.l.)-(chlorite)-serpentine-olivine bearing peridotite. However, restricted bodies of dunite in the Herbeira unit constitute a promising target for Cr exploration. A new finding of disseminated chromite in these rocks is briefly described in this note.

### INTRODUCCION

El macizo ultrabásico de Herbeira está situado dentro del complejo de Cabo Ortegal (Fig.1) y ha sido objeto de diversas campañas de exploración minera tanto por parte de compañías privadas (Charter Exploraciones en los años 1971 y 1972) como por organismos estatales (I.G.M.E en años posteriores). Estas campañas han finalizado en la fase de sondeos con resultados negativos. Los indicios citados en el mapa minerometalogénico de Galicia nº 37,38 y 39 de la Hoja 1:200.000 de La Coruña (IGME, 1982) responden por una parte a las campañas de exploración minera antes citadas y por otra a antiguas labores de escasa entidad practicadas en rocas ultrabásicas con diseminación de sulfuros (principalmente de Ni, indicio 38).

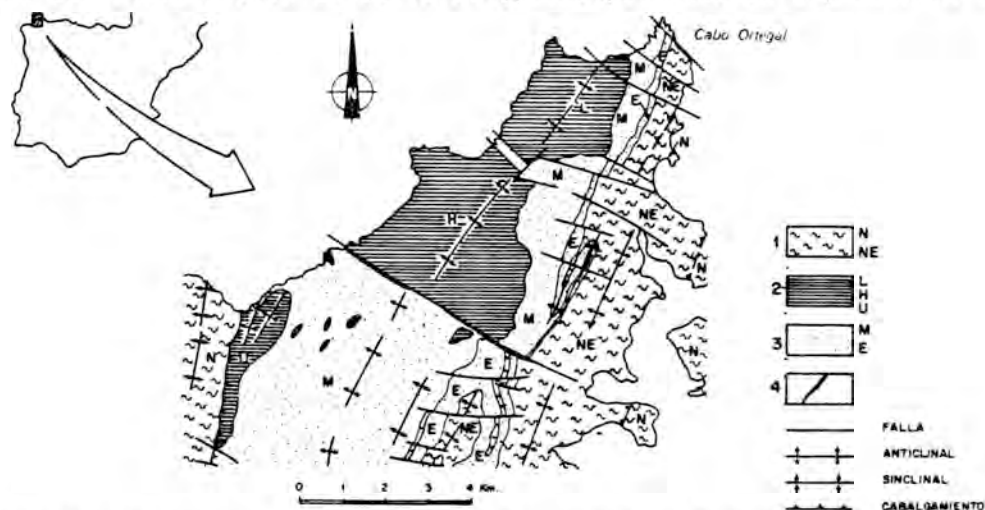


Fig.1.- Esquema geológico de Cabo Ortegal. 1.N:gneises, NE:gneises y eclogitas.2. Rocas ultrabásicas, L:macizo de Limo, H:macizo de Herbeira, U:macizo de Uzal. 3. M:rocas metabásicas, E:eclogitas. 4. Dique de cuarzo. (Modif. de Fdez. Pompa y Fdez. Martínez,1977).



Los datos que a continuación se exponen son resultados preliminares para el macizo de Herbeira de unas investigaciones que se están desarrollando sobre mineralizaciones asociadas a rocas ultrabásicas en el Macizo Hespérico.

El núcleo del Complejo de Cabo Ortegal o Unidad Alóctona Superior (Arenas, 1985) está formado por tres conjuntos litológicos principales (Fig. 1):

- Metasedimentario (Gneises de Cariño, Chimparra y Bandeados).
- Metabásico (Anfibolitas, Granulitas y Eclogitas).
- Metaperidotitas.

Estas rocas han sufrido una compleja evolución tectonometamórfica que ha dejado huellas diferentes según la litología afectada. El metamorfismo se ha desarrollado en cuatro fases que van desde el catazonal en facies eclogita y granulita (fase M1) hasta el epizonal de esquistos verdes (fase M4), con retrogradaciones intermedias de facies granulita y anfibolita. Entre estos cuatro eventos metamórficos se han desarrollado cuatro fases principales de deformación.

Las rocas ultrabásicas del núcleo del Complejo afloran en los macizos de Limo, Herbeira, Uzal y en pequeños cuerpos aislados de menor importancia areal. El tipo de roca que forma la práctica totalidad de estos macizos es una peridotita con pargasita, espinelas s.l. y + clorita, con un grado de serpentización elevado. Presentan también pequeñas venas con granates y bandas y diques (concordantes o discordantes con la estructura planar) de distintos tipos de piroxenitas (Maaskant, 1970). Para un estudio detallado de los distintos aspectos geológicos relacionados con Cabo Ortegal veáanse, entre otros muchos, los artículos de Vogel (1967), Maaskant (1970), Engels (1972), Den Tex et al. (1972), Van Overmeeren (1975), Keasberry et al. (1976), Van Calsteren (1977), Kuijper (1979), Bayer y Matte (1979), Den Tex (1981), Marcos et al. (1984) y Arenas (1985).

### EL MACIZO DE HERBEIRA

El Macizo de Herbeira es el mayor de los afloramientos de rocas ultrabásicas de Cabo Ortegal, ocupando una superficie de 14 Km<sup>2</sup> aproximadamente. Presenta una fábrica planar muy homogénea en cuanto a direcciones, las cuales oscilan generalmente entre 10 y 30°N, con algunas excepciones. Los buzamientos son generalmente hacia el W en los bordes oriental y occidental del macizo, mientras son más variables en la zona central.

La roca dominante de este macizo es la peridotita anfibólica con espinela. Dentro de ella existen heterogeneidades, así, en el sector sur-occidental, las composiciones son más duníticas y las espinelas son de tipo cromitífero (Fig.2). Otro tipo de roca que en algunos sectores como el centro-occidental llegan a ser importantes, son las piroxenitas anfibólicas. Estas rocas no presentan fábrica planar, hallándose en diques y capas a veces con varios metros de potencia.

### LA MINERALIZACION DE CROMO

Las mineralizaciones de cromo de interés económico que se

asocian a complejos de tipo Alpino (cromitas podiformes) encajan en macizos dunítico-harzburgíticos. Dentro de ellos se localizan preferentemente en las proximidades del contacto entre las harzburgitas y las dunitas.

El macizo de Herbeira, al igual que el de Limo y Uzal, es de composición fundamentalmente lherzolítica, y en principio desfavorables para la existencia de este tipo de concentraciones minerales. No obstante, como se ha dicho anteriormente, existe un área en el sector sur-occidental del macizo de Herbeira en la cual las rocas alcanzan composiciones duníticas. Por otra parte, en las proximidades de esta zona, los minerales del grupo de la espinela diseminados en la roca han cambiado sus características ópticas, pasando de los colores generalmente verdes o en menor proporción marrones que corresponden a espinelas s.s., ceylonita y picotita (Maaskant, 1970), a opacos (series de la cromita, Fig.2). Los indicios a los que hace referencia el mapa metalogénico de Galicia (IGME, 1982) responden por una parte a una diseminación de este tipo cortada en uno de los sondeos y por otra a una concentración residual en suelos. Ya dentro de la zona dunítica se observa una diseminación de espinelas cromitíferas que ocasionalmente forman bandas de mineral casi masivas de hasta 5 cm. de potencia.

El área donde encaja esta mineralización presenta un bandeado neto, que se dispone según una fábrica planar 10-20°E y buzamiento 40-60W. La mineralización de cromita s.l. reconocida es de escasa entidad ubicándose en pequeñas capas concordantes con el bandeado. Su morfología es lenticular-planar con potencias centimétricas y amplitud decimétrica o métrica.

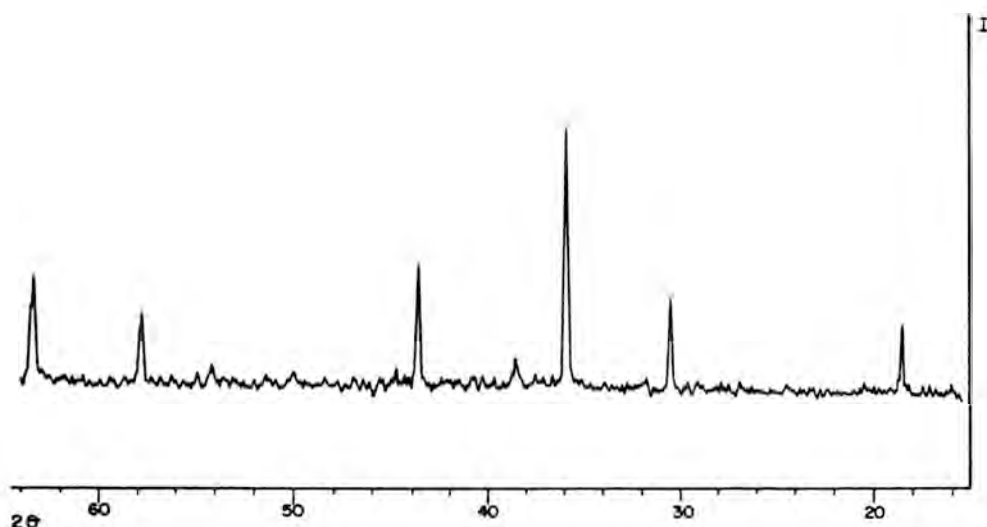


Fig.2.- Diffractograma de R-X.-ASTM 9-353.  $(Mg,Fe)(Cr,Al)O_4$ .

La roca encajante es una dunita con grado de serpentinización muy elevado. Como minerales accesorios presenta una diseminación de cromita s.l. con tamaño de grano de 0.2-0.5 mm. y en muy escasa proporción anfíbol pargasítico, piroxenos y clorita. Dentro de estas dunitas existen bandas de peridotitas anfibólicas que también llevan cromita diseminada. La cantidad de microcristales de magnetita diseminados en la serpentina de esta roca es menor que en el resto del macizo, siendo un rasgo indicativo de que el olivino es más magnésico, dado que es el componente fayalítico del olivino el que se transforma en magnetita.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ARENAS, R. (1985), Tesis Doctoral, U. Complutense. Madrid, 429 p.  
 BAYER, R. y MATTE, Ph. (1979), Tectonophysics, 57, T9-T18  
 CALSTEREN, P.W.C. VAN. (1977), Leidse Geol. Mededelingen, 51, 57-61  
 ENGELS, J.P. (1972), Leidse Geol. Mededelingen, 48, 83-133  
 FDEZ MARTINEZ, F. y FDEZ PÓMPA, F. (1977), IGME. Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 6-2. Cariño.  
 IGME (1982), Mapa minero-metalogénico de Galicia. E. 1:400.000  
 KEASBERRY, E.J., VAN CALSTEREN, P.W.C. y KUIJPER, R.P. (1976), Tectonophysics, 31, T61-T65  
 KUIJPER, R.P. (1979), Verh. ZWG Laboratorium voor Isotopem, Geologie, 5, 1-101  
 MAASKANT, P. (1970), Leidse Geol. Mededelingen, 45, 237-325  
 MARCOS, A., MARQUINEZ, J., PEREZ-ESTATUM, A., PULGAR, J.A. y BASTIDA, C. (1984), Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 7, 125-137  
 OVERMEEREN, R.A. VAN. (1975), Tectonophysics, 26, 293-307  
 TEX, E. DEN. (1981), Leidse Geol. Mededelingen, 52, 1-21  
 TEX, E. DEN, ENGELS, J.P. y VÖGEL, D.E. (1972), 24th. Internat. Geol. Congr. (Montreal). Sec. 2, 64-73  
 VÖGEL, D.E. (1967), Leidse Geol. Mededelingen, 40, 121-213

## LOS SKARNS DE AU Y DE W DE LA TERMINACION SW DEL BATOLITO DE ANDORRA (PIRINEO ORIENTAL): MINERALOGIA E ISOTOPOS ESTABLES DE C Y O

SOLER, A.(1); CARDELLACH, E.(2) Y AYORA, C.(1)

(1) Dpt. Cristalografía-Mineralogía i Deposits Minerals. Univ. Barcelona.

(2) Dpt. Geología. Univ. Autònoma Barcelona.

Los skarns estudiados se sitúan en la zona axial del Pirineo oriental, en las comarcas catalanas del Alt Urgell y la Cerdanya. Se desarrollan en los carbonatos devónicos, en el contacto SW del batolito granítico de Montlluis-Andorra.

La serie paleozoica, con materiales del cambro-ordovícico al carbonífero inferior se halla afectada por la horogenia herciniana, que desarrolla pliegues sinquistosos, con un metamorfismo de grado bajo. Los pliegues son cortados por los cabalgamientos hercínicos, fosilizados por la intrusión de granodioritas y su metamorfismo de contacto asociado. Los cabalgamientos alpinos y la neotectónica distensiva de la fosa de la Cerdanya complican la geometría de los skarns.

Los skarns desarrollados son cálcicos pudiendo diferenciar a grandes rasgos dos tipologías de skarns según predominen las fases sulfuradas o las calcosilicatadas.

Los skarns con predominio de las fases calcosilicatadas se desarrollan en el mismo contacto de los carbonatos devónicos con el granito, i concretamente en situaciones en las que el contacto intrusivo corta los planos de estratificación, lo que facilita la circulación de los fluidos metasomáticos y la formación del skarn. Presenta una clara zonación de skarn cálcico, que de la zona interna a la externa se traduce en la presencia de las zonas de la hedenbergita, de la grosularia-andradita, y de la idocrasa-diopsido y wollastonita. En la fase más tardía se produce la retrogradación del diopsido-hedenbergita a actinolita-tremolita, así como la paragenesis cuarzo-calcita-clorita ferrica. Estos skarns están mineralizados en scheelita, galena, esfalerita, calcopirita, cosalita, oro i andradita estannífera.

Los skarns con predominio de las fases sulfuradas los podemos separar en dos grupos según su situación espacial y su paragenesis. Así tenemos los skarns de pirrotina que se sitúan en el contacto mismo granito-carbonato, y los skarns de arsenopirita que se sitúan a pocos metros del contacto granito-carbonato y próximos espacialmente a los skarns de pirrotina.

Los skarns de pirrotina se sitúan generalmente en "goutiers" i otras irregularidades del contacto, presentan un desarrollo de calcosilicatos masivos representados por idocrasa, grosularia-andradita, diopsido, hedenbergita. La mineralogía metálica está representada por pirrotina principalmente i en menor cantidad galena, calcopirita, esfalerita, arsenopirita, bismuto nativo, fases de S-Te-Bi y piritita de sulfidación de la pirrotina.

Los skarns de arsenopirita presentan un desarrollo principalmente de idocrasa i en menor proporción de grosularia-andradita, diopsido, clorita, grafito y apatito. Su mineralogía metálica está representada por arsenopirita, esfalerita, galena,

cosalita, pirrotina, calcopirita, bismuto nativo, oro, hesita, fases de S-Te-Bi, molibdenita y pirita de sulfidación de la pirrotina. La arsenopirita de estos skarns no muestra una zonación en As/S, siendo  $X_{As} = 33.9\%$  mol ( $\sigma = \pm 0.5$ ). En el sistema As-S-Fe (Kretschmar y Scott, 1976), esta isopleta, junto a la ausencia de bismutina, la presencia de bismuto nativo y la proximidad del equilibrio cosalita-galena (Craig y Barton, 1973), indica una temperatura de formación de unos  $420^\circ \pm 25^\circ$  C, a falta de datos más precisos sobre  $\log a_{S_2}$  ( $-8 (\pm 1)$ ). En el diagrama T -  $\log a_{S_2}$  el sistema evolucionaría posteriormente a T decreciente (o más improbable a  $a_S$  creciente) interceptando la sulfidación pirrotina-pirita (Toulmin y Barton, 1964). La esfalerita en equilibrio con pirrotina exagonal, muestra  $X_{Zn} = 18.5\%$  mol ( $\sigma = \pm 0.6$ ), lo que, en ausencia de pirita indica una presión mínima de formación de alrededor de 1200 bar (Scott y Barnes, 1971).

Se han analizado los isotopos estables de carbono y oxígeno de un total de 42 muestras de calcitas procedentes de los carbonatos devónicos, de los marmoles formados por metamorfismo de contacto y de las distintas fases hidrotermales ligadas al metasomatismo.

En la proyección  $\delta^{13}C/\delta^{18}O$  se observa una evolución continua desde los valores de la roca regional ( $\delta^{13}C = +2\%$ ;  $\delta^{18}O = +24\%$ ) hasta los valores de las calcitas hidrotermales tardías ( $\delta^{13}C = -12\%$ ;  $\delta^{18}O = +10\%$ ). La forma de esta distribución indica un intercambio isotopico entre un fluido representado por estos últimos valores y los de la roca regional. Esta evolución puede explicarse como consecuencia de dicho intercambio a relaciones de agua/roca distintas en el tiempo y en el espacio. La variación de la cantidad de fluido sobre la roca original da lugar a un empobrecimiento progresivo en  $^{18}O$  y  $^{13}C$  en las calcitas que se forman. En el comienzo de dicha evolución las condiciones son de una relación agua/roca bajas ( $(C/O)_{fluido} \ll (C/O)_{roca}$ ). Ello provoca un desplazamiento de  $\delta^{18}O$  hacia valores más ligeros a  $\delta^{13}C$  constante; un aumento en la relación agua/roca (relación alta) en el tiempo da lugar a una situación en la que  $(C/O)_{fluido} > (C/O)_{roca}$ . En este momento  $\delta^{18}O$  permanece constante y  $\delta^{13}C$  disminuye hacia valores más ligeros.

Los skarns de arsenopirita se proyectan en una zona en la que la relación agua/roca es más baja que la mostrada por los skarns de pirrotina y de predominio de fases calcosilicatadas. Estos dos últimos tipos representarían las fases más evolucionadas del mismo proceso.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- CRAIG, J.R. y BARTON, P.B. Jr. (1973). - *Econ. Geol.*, 68: 493-506  
 KRETSCHMAR, U. y SCOTT, S.D. (1976). - *Can. Mineral.*, 14: 364-386  
 SCOTT, S.D. y BARNES, H.L. (1971). - *Econ. Geol.*, 66: 653-669  
 TOULMIN, P. III y BARTON, P.B. Jr. (1964). - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28: 641-671

PEGMATITAS CON SN-NB-TA-BE EN EL CAP DE CREUS (CATALUÑA)

MELGAREJO, J.C.; PONTACQ, J. Y TARGARONA, J.  
Dpt. Cristalografía-Mineralogía i Depòsits Minerals. Univ.  
Barcelona

La Península del Cap de Creus, al NE de Girona, constituye una prolongación de los relieves pirenaicos, hallándose constituida (CARRERAS, 1973) por potentes series detríticas atribuidas al cambro-ordovícico, intensamente deformadas y afectadas por metamorfismo regional, e intruidas al SW por granitoides tardihercínicos (macizos de Roses y Rodés).

El grado metamórfico aumenta desde el SW hacia el NE, desde la zona de la clorita-muscovita hasta la anatéctica. Diversos cuerpos pegmatíticos de formas y dimensiones variables se encuentran usualmente en las zonas con mayor grado metamórfico.

Los datos preliminares de campo sugieren una zonación en el área pegmatítica relacionada con el grado metamórfico. En pegmatitas situadas en la zona de grado medio (esquistos con cordierita y andalucita) han podido reconocerse por primera vez mineralizaciones de casiterita en cuerpos lenticulares intrapegmatíticos enriquecidos diferencialmente en cuarzo-moscovita. A la casiterita la acompañan niobita-tantalita, minerales de Be (crisoberilo y berilo), gahnita y minerales fosfatados (notablemente lazulita). En pegmatitas situadas en el extremo norte de la península, dentro del área migmatítica, no se ha localizado esta paragénesis, siendo en cambio notoria la presencia entre los minerales accesorios de turmalina (chorlita), biotita, almandino, sillimanita y escasa moscovita, a los que pueden acompañar cristales de magnetita. En conjunto, esta disposición corresponde a la descrita para la zonación de campos pegmatíticos de elementos raros (CERNY, 1982). Este descubrimiento abre nuevas posibilidades de investigación metalogenética en el ámbito del Pirineo Oriental.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- CARRERAS, J. (1973), Tesis doctoral. Universitat de Barcelona.  
CERNY, P. (1982), Mac Short Course Handbook 8, p. 1-39.

CONTRIBUCIÓN A LA METALOGENIA DEL SN: PROPUESTA DE UN MODELO GENETICO PARA LAS MINERALIZACIONES DE SN ASOCIADAS AL BATOLITO DE RICOBAYO Y AL COMPLEJO DE VILLASECO-PERERUELA (NOROESTE DE LA PENINSULA IBERICA)

FERNANDEZ TURIEL, J.L.  
Instituto Geología "Jaime Almera" C.S.I.C. Barcelona

ABSTRACT

The aim of this communication is to propose a model that explains the genesis of hercynian tin-bearing mineralizations associated with two mica granites of Ricobayo Batholith and leucogranites of Villaseco-Pereruela Complex (NW of Iberian Peninsula). This model points out the importance of petrogenetic processes (fractionation convective), late and postmagmatic activity of volatile-rich fluids and structural conditions.

INTRODUCCION

Básicamente existen dos líneas genéticas para explicar la formación de las mineralizaciones de casiterita asociadas a granitos. Estas mineralizaciones se pueden haber originado a partir de:

i/ fluidos con altos contenidos en elementos volátiles y Sn, cuyo enriquecimiento en Sn se ha producido como consecuencia del metasomatismo tardi-postmagmático de las rocas graníticas (Barsukov, 1967, y Barsukov y Volosov, 1968), mediante la lixiviación de micas y otros minerales por una fase fluida rica en volátiles y generada a partir de la diferenciación magmática con la posible participación de fluidos de otro origen (línea metasomática), y

ii/ fluidos ricos en elementos volátiles y Sn generados durante la diferenciación magmática (línea magmática).

Dentro de la línea magmática, que es la más admitida, Groves y McCarthy (1978) postularon un modelo para explicar la génesis de las mineralizaciones estanníferas basado en la diferenciación magmática a través del proceso de cristalización fraccionada.

El modelo de Groves y McCarthy (op. cit.) ha sido aplicado en diversas zonas: Tasmania (Batolito de Blue Tier) y Africa del Sur (Groves y McCarthy, op. cit.; McCarthy y Groves, 1979) y Francia y Portugal (Boissavy Vinau, 1979). Sin embargo, trabajos más recientes (Higgins et al., 1985) indican que por ejemplo en el Batolito de Blue Tier (al que están asociadas mineralizaciones de Sn y fue utilizado como base para el modelo) las variaciones

geoquímicas no son explicadas por el mecanismo de cristalización fraccionada y que estas reflejan procesos de fraccionación cristal-líquido coherentes con el modelo de fraccionación convectiva de Rice (1981) en combinación con fenómenos de metasomatismo asociados a la actividad de volátiles.

En el contexto del noroeste de la Península Ibérica, Derré y Roger (1984), tomando como base los resultados de Boyssavy Vinau (1979) y Boissavy Vinau y Roger (1980), exponen un modelo genético que implica dos series graníticas sucesivas, cogenéticas, evolucionando a través de un proceso de cristalización fraccionada, según la ley de Rayleigh, en la que la segunda serie podría resultar de la primera y de sus acumulados sólidos. Esta evolución magmática produce una preconcentración poco importante y el contenido metálico esencial de las mineralizaciones se habría producido por lixiviación mediante procesos hidrotermales de estos granitos preconcentrados.

Por otra parte y en este mismo contexto, Nesen (1981), Gouanvic (1983), Marconnet (1985), Adam (1987), etc. han postulado que las mineralizaciones de Sn-W están relacionadas con grandes estructuras corticales profundas, que favorecieron el emplazamiento de los granitos espacial y genéticamente asociados a las mineralizaciones.

## MARCO GEOLOGICO

Al oeste de la ciudad de Zamora existen numerosas mineralizaciones de Sn que se presentan asociadas a los granitos hercínicos sincinemáticos del Batolito de Ricobayo y al Complejo de Villaseco-Pereruela. El Batolito de Ricobayo está formado por granitos de dos micas, moscovíticos y biotíticos con cordierita, mientras que el Complejo de Villaseco-Pereruela está esencialmente compuesto por leucogranitos.

Las mineralizaciones de Sn de la zona son básicamente de tres tipos: i/ disseminaciones de casiterita en aplitas, aplopegmatitas y leucogranitos, ii/ filones de cuarzo con casiterita encajados en estos mismos materiales y iii/ filones de cuarzo con casiterita encajados en las series metasedimentarias regionales.

## MODELO GENETICO PROPUESTO

El detallado estudio mineralógico, textural, estructural y geoquímico de las rocas graníticas del Batolito de Ricobayo y del Complejo de Villaseco-Pereruela y de las mineralizaciones de casiterita asociadas (Fernández Turiel, 1987) ha permitido desarrollar el modelo genético que a continuación se expone.



El magma parental posiblemente se originó por procesos de fusión parcial, probablemente de materiales cuarzo-feldespáticos, (véase p. ej., Miller, 1985), sin que sea descartable, por comparación con otros batolitos de granitos de dos micas del Centro-Oeste de España, que hayan tenido lugar fenómenos de hibridación con el flujo basáltico mantélico que regionalmente parece haber inducido la fusión parcial. En el presente caso, sin embargo, no se tienen evidencias tan directas de tal fenómeno, aunque la evolución es perfectamente comparable.

Una vez generado, el magma ascenderá por zonas de debilidad cortical a niveles estructurales relativamente someros. Durante su emplazamiento es factible la diferenciación fundamentalmente mediante un proceso de fraccionación convectiva como el sugerido por Sparks et al. (1984), sin descartar que así mismo se hayan desarrollado fenómenos de difusión termogravitacional como los señalados en el modelo de Hildreth (1981) o de cristalización fraccionada (especialmente al principio de la diferenciación).

Los procesos de diferenciación provocan una fraccionación cristal-líquido y un ascenso de los fluidos menos densos, enriquecidos en volátiles, Na, K, Sn, Rb y empobrecidos en Ba y Sr, hacia las zonas de techo, fundamentalmente a través de las áreas próximas a las paredes de la cámara magmática.

En las zonas de techo estos fluidos pueden estar contenidos de forma intersticial (véase p. ej., Pollard y Taylor, 1986), dando lugar a procesos de alteración deutéricos que provocarán un metasomatismo esencialmente alcalino y la consecuente lixiviación de elementos hacia la fase volátil (entre ellos el Sn). De esta manera, la fase volátil ya de por sí enriquecida en Sn durante la diferenciación, verá de nuevo incrementar su concentración en este elemento.

Los procesos deutéricos de alteración básicamente se desarrollan en dos etapas: una primera potásica, caracterizada por la microclinización de plagioclasas, cloritización de biotitas y desarrollo en ocasiones de turmalina de colores azulados, y una segunda sódica, probablemente mas dilatada en el tiempo, durante la cual se producen fenómenos de albitización y moscovitización y en su fase final puede generarse también turmalina, pero esta vez de color marrón.

La fracturación, no debe olvidarse que los acontecimientos descritos son esencialmente sintectónicos (lo que favorece la separación sólido-fluido por fenómenos de filtro-prensa), hace posible la migración de los fluidos precedentemente citados hacia las rocas encajantes, donde cambios en las condiciones de fugacidad de oxígeno, presión y sobre todo temperatura harán precipitar los componentes en ellos disueltos, generándose sucesivamente diques de aplita (en raras ocasiones en condiciones favorables para la formación de mineralizaciones de casiterita) y filones de cuarzo cuyas paragénesis evolucionarán progresivamente de cuarzo -

feldespato potásico - casiterita ± moscovita, a cuarzo - moscovita - casiterita - sulfuros (arsenopirita, pirita, calcopirita,...) ± turmalina y a cuarzo - turmalina - casiterita ± moscovita.

## CONCLUSIONES

En síntesis, el modelo genético propuesto pone de manifiesto la importancia de los mecanismos de diferenciación magmática en la formación de las mineralizaciones de casiterita, como consecuencia sobre todo de la actividad de una fase volátil tardi-postmagmática enriquecida en álcalis, así como del trascendental papel que juega el control estructural.

El proceso de diferenciación magmática que mejor se adapta a las características observadas es el de la fraccionación convectiva, por el contrario, la diferenciación por cristalización fraccionada (proceso en el que se basan algunos de los modelos más aceptados desarrollados con anterioridad) no explica satisfactoriamente estas observaciones.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Adam, D. (1987): Thèse 3ème Cycle. Universidad de Nancy I. 319 pp.  
Barsukov, V. L. (1967): *Translations Inst. Min. Met.*, 76 B, 1-220.  
Barsukov, V. L., y Volosov, A. G. (1968): *Geology of Ore Deposits*, 10 (6), 3-9.  
Boissavy Vinau, M. (1979): Thèse 3ème Cycle. Universidad Pierre et Marie Curie. Paris VI. 220 pp.  
Boissavy Vinau, M., y Roger, G. (1980): *Mineralium Deposita*, 15, 231-236.  
Derré, C., y Roger, G. (1984): *Chron. Rech. Min.*, 475, 35 - 50.  
Fernández Turiel, J. L. (1987): Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 307 pp.  
Gouanvic, Y. (1983): Thèse 3ème Cycle. Univ. de Nancy I. 249 pp.  
Groves, D. I., y McCarthy, T. S. (1978): *Mineralium Deposita*, 13, 11-26.  
Higgins, N.C., Solomon, M., y Varner, R. (1985): *Lithos*, 18, 129-149.  
Hildreth, W. (1981): *J. Geophys. Res.*, 86 (B 11), 10153-10192.  
Marconnet, B. (1985): Thèse 3ème Cycle. Univ. de Nancy I. 244 pp.  
McCarthy, T.S., y Groves, D.I. (1979): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 193-209.  
Miller, C.F. (1985): *J. Geology*, 93, 673-689.  
Nesen, G. (1981): Thèse 3ème Cycle. Univ. Nancy I. 354 pp.  
Pollard, P.J., y Taylor, R.G. (1986): *Econ. Geol.*, 81, 1795-1800.  
Rice, A. (1981): *J. Geophys. Res.*, 86, 405-417.  
Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., y Turner, J.S. (1984): *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 310, 511-534.

LAS MINERALIZACIONES FILONIANAS DE CASITERITA ASOCIADAS AL BATOLITO DE RICOBAYO Y AL COMPLEJO DE VILLASECO-PERERUELA (ZAMORA, NW DE LA PENINSULA IBERICA)

FERNANDEZ TURIEL, J.L.  
Instituto Geología "Jaime Almera" C.S.I.C. Barcelona

ABSTRACT

The cassiterite-quartz veins associated with two-mica granites of Ricobayo Batholith and leucogranites of Villaseco - Pereruela Complex (Zamora, NW of Iberian Peninsula) have been characterised. The observed paragenesis and genetic conditions of related granitic rocks suggest that cassiterite was precipitated at  $T > 300^{\circ}\text{C}$ ,  $P < 2 \text{ kb}$ ,  $f_{\text{O}_2}$  between  $10^{-25}$  and  $10^{-35}$  b and acid environment (pH between 3 and 5).

INTRODUCCION

Tres tipos de mineralizaciones de casiterita se localizan alrededor del Batolito de granitos de dos micas de Ricobayo y asociadas al Complejo leucogranítico de Villaseco - Pereruela (provincia de Zamora):

i/ diseminaciones de casiterita en aplitas, aplopegmatitas y leucogranitos;

ii/ filones de cuarzo con casiterita encajados en los materiales anteriormente citados; y

iii/ filones de cuarzo con casiterita encajados en las series metasedimentarias regionales y excepcionalmente en granitos del borde del Batolito de Ricobayo.

La presente comunicación hace referencia a estos últimos filones, que son los que han tenido un mayor interés desde el punto de vista económico y son, con gran diferencia, los más abundantes. Su explotación, aunque de forma esporádica, ha perdurado desde la época romana hasta nuestros días.

DESCRIPCION DE LOS FILONES MINERALIZADOS

Se trata de filones de cuarzo, cuya potencia varía de pocos mm a más de 1 m, si bien lo común es que sea de 1 a 5 cm. Los minerales más abundantes después del cuarzo son la moscovita, la turmalina y el feldespato potásico, que se disponen por lo general en las salbandas, al igual que la casiterita.

Los sulfuros son poco abundantes, con excepción de los filones de la Mina Dorinda (Carbajosa). El más frecuente es la arsenopirita, pero también se han localizado calcopirita y pirita.

Datos complementarios sobre la composición de la casiterita y los minerales a ella directamente asociados (bien por encontrarse incluidos en ella o en los bordes de sus cristales), que son columbo - tantalita e ilmeno - rutilo, han sido obtenidos con microsonda.

En cuanto a orientación se refiere, los filones mineralizados se pueden agrupar en:

i/ Filones a N030-040E y fuertes buzamientos (70-90°) al NW o al SE (Mina Santa Elisa, Mina Rosario, Valdefeide, Mina Santa Bárbara, Mina Dorinda y Peña Blanca).

ii/ Filones a N060-070E subverticales (Mina Santa Elisa, Mina Dorinda y Peña del Cuervo).

iii/ Filones a N085-105E también subverticales (Mina Santa Elisa, Mina Rosario, Las Ericas y Navalazarza).

iv/ Filones a N110-130E, buzamientos muy variables, subconcordantes generalmente con la esquistosidad principal  $S_1 + S_2$  local (Mina Santa Elisa, Mina Rosario y zona de Almaraz - Pereruela).

Varias orientaciones pueden coexistir en un mismo yacimiento, aunque por lo general suele dominar una de ellas.

## RESULTADOS

El estudio detallado de las mineralizaciones asociadas al Batolito de Ricobayo y al Complejo de Villaseco - Pereruela ha puesto de manifiesto que:

- Las paragénesis de los filones de cuarzo con casiterita señalan una secuencia del tipo: cuarzo - feldespato potásico ± moscovita, cuarzo - moscovita - casiterita - sulfuros ± turmalina y cuarzo - turmalina - casiterita ± moscovita.

- La secuencia paragenética observada y los datos proporcionados por las rocas graníticas (Fernández Turiel, 1987), sugieren que la precipitación de la casiterita tuvo lugar a temperaturas superiores a 300 °C, presiones inferiores a 2 kb, fugacidad de oxígeno entre  $10^{-25}$  y  $10^{-35}$  b y pH ácido (entre 3 y 5), teniendo en cuenta los datos de Neiva (1982), Jackson y Helgeson (1985a y 1985b) y Heinrich y Eadington (1986).

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Fernández Turiel, J.L. (1987): Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 307 pp
- Heinrich, C.A., y Eadington, P.J. (1986): *Econ. Geol.*, 81, 511-529.
- Jackson, K.J., y Helgeson, H.C. (1985a): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1-22.
- Jackson, K.J., y Helgeson, H.C. (1985b): *Econ. Geol.*, 80, 1365-1378.
- Neiva, A.M.R. (1982): In: Evans, A.M. (ed.), *MAWAM*, 243-259.

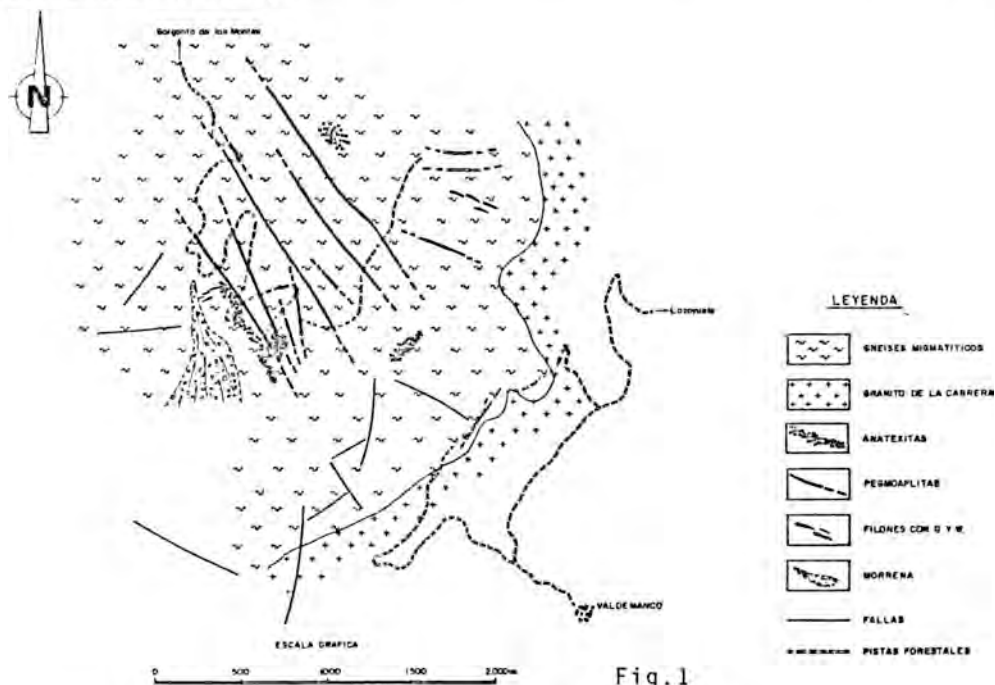
## ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS EN LA MINERALIZACION DE WOLFRAMIO DE GARGANTA DE LOS MONTES (SISTEMA CENTRAL)

QUILEZ VALDELVIRA, E.; SIERRA LOPEZ, J. Y VINDEL CATENA, E.  
Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ. Complutense Madrid.

ABSTRACT.- The W mineralizations of Garganta de los Montes (Spanish Central System) is emplaced in a series of migmatized gneisses and seems to be spatially and genetically related to the La Cabrera granitoid. CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluid inclusions, water-rich, and water-rich with different cations, have been recognized in quartz. The dilution of the carbonic-water-rich fluids, and the consequent altering of the chemical and physical characteristics of the mineralizing system, make the W-bearing complexes unstable, which would have induced W precipitation.

### MARCO GEOLOGICO

La mineralización de Garganta de los Montes (provincia de Madrid) se encuentra situada en el Dominio Central del Sistema Central, en la zona de Buitrago de Lozoya, al Norte del plutón de La Cabrera. Los materiales que constituyen el medio encajante de las mineralizaciones corresponden a gneises biotíticos y sillimaníticos de la Formación Buitrago, concretamente al miembro B<sub>1</sub> definido por Fernández Casals (1976), que han sufrido un intenso proceso de migmatización. (Fig.1).



Atendiendo a observaciones a nivel de macroescala realizadas en afloramientos y apoyados por características texturales y microscópicas se pueden distinguir en estos gneises migmatíticos; estromatitas, migmatitas bandeadas, nebulitas y anatexitas. Se les considera paragneises derivados de pelitas, afectados por un metamorfismo regional de alto grado. Aparecen, así mismo, intercalaciones de gneises anfibólicos y de gneises cuarzo-feldespáticos porfídicos.

A unos 3 Kms. al S de la mineralización se encuentra el plutón de La Cabrera. El estudio geoquímico realizado por Bellido (1979) pone de manifiesto que se trata de un granito de tendencia calcoalcalina, con alto contenido en  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$  y bajo en Fe, Mg, Rb y Th y pobre en Ba, Ca y Zr. Por ello se puede decir que se reconocen algunas de las características de los llamados "granitos especializados" definidos por Tischendorf (1977), relacionados espacial y genéticamente con mineralizaciones de Sn y W. Asociadas a este plutón granítico se encuentran numerosas pegmatitas y pegmatitas aplitas, intra y extrabatolíticas.

En los filones mineralizados la paragénesis está constituida por wolframita con una mínima proporción de scheelita, cuarzo y escasos sulfuros, tales como, calcopirita, esfalerita, estannina, pirrotina y marcasita. Las alteraciones hidrotermales se restringen al inmediato contacto con los filones. Están constituidas por una intensa alteración cuarzo-sericítica y por una cloritización. No es posible determinar patrones de zonalidad, puesto que en toda la zona se sobreimponen los efectos del plutón granítico de La Cabrera.

#### ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS

Para el estudio de las fases fluidas se han tomado muestras representativas del cuarzo en el centro del filón, en las cuales se han analizado 100 inclusiones fluidas con una platina calentadora-refrigeradora Chaixmeca. Se han distinguido tres tipos de inclusiones (Tabla 1).





Tipo I: (Acuosas carbónicas complejas), que se han subdividido en IA y IB. Las IA son inclusiones trifásicas rellenas de  $\text{CO}_2$  líquido (10-20%) y solución acuosa (10-70%). Tienen formas más o menos redondeadas, con contornos muy nítidos y se encuentran la mayor parte aisladas y algunas en fracturas. Son las más abundantes. Las IB son inclusiones bifásicas, que contienen una solución acuosa (30-70%) y una burbuja de gas (30-70%). La presencia de  $\text{CO}_2$  se ha puesto de manifiesto solamente por la formación de hidrato de gas que fundía entre +7 y +9°C. En ningún caso se ha detectado una fase  $\text{CO}_2$  sólida aunque se enfriaron hasta -180°C, lo que indica la escasa proporción de este componente. Presentan formas alargadas.

Tipo II: (Acuosas de baja a moderada salinidad). Son inclusiones bifásicas constituidas por una solución acuosa (50-90%) y una burbuja de gas (10-50%). Presentan formas irregulares, se disponen en fracturas y son mucho menos abundantes que las Tipo I.

Tipo III: (Acuosas con diversos cationes). Son soluciones bifásicas con una solución acuosa (95%) y una burbuja de gas (5%). Son muy escasas, y siempre se encuentran en fracturas. Las temperaturas eutécticas del hielo tienen lugar por debajo de -60°C, lo que demuestra la existencia de cationes  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ , además de  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$

en la solución.

Tabla 1.- Características microtermométricas.

Tipos de inclusiones				
	Tipo I		Tipo II	Tipo III
SUBTIPOS	IA	IB		
Tamaño en $\mu\text{m}$ .	(8-24)	(8-18)	(8-20)	(12-14)
Vg/Vt a 25°C.	(0.3,0.7)	(0.3,0.7)	(0.1,0.5)	(0.05)
T <sub>F</sub> CO <sub>2</sub> °C.	(-62,-56)	--	--	--
T <sub>F</sub> Cl °C.	(+6,+8.2)	(+7.7,+8)	--	--
T <sub>H</sub> CO <sub>2</sub> °C.	Liq.(+23, +30.1) Vap.(+19.8, +28.5)	--	--	--
T <sub>F</sub> hielo °C.	(-0.2,-4.8)	(-1.8,-6)	(-0.8,-5)	(-41,-43)
T <sub>H</sub> °C.	(+303,+401)	(+280,+320)	(+120,+270)	(+80,+90)
Homogenización en fase.	Líquido y a veces vap.	Siempre en líquido	Siempre en líquido	Siempre en líquido

#### RESULTADOS Y DISCUSION

En las inclusiones de tipo IA, la temperatura de fusión del CO<sub>2</sub> sólido varía entre -63 y -56°C, lo que indica la presencia de otros volátiles mezclados con el CO<sub>2</sub> (Swanenberg, 1979). Si se admite la mezcla de algún hidrocarburo como el CH<sub>4</sub> con el CO<sub>2</sub>, y se aplican los abácos de Swanenberg (op. cit.) utilizando la T<sub>F</sub>CO<sub>2</sub> y la T<sub>H</sub>CO<sub>2</sub> en gas o líquido se obtienen valores de X(CH<sub>4</sub>) entre 0.9 y 0.3 y densidades entre 0.2 y 0.5 gr/cc. La salinidad de la fase acuosa está comprendida entre 3 y 7% eq. NaCl. Así mismo, la densidad total que corresponde a estas inclusiones acuoso-carbónicas oscila entre 0.41 y 0.70 gr/cc.

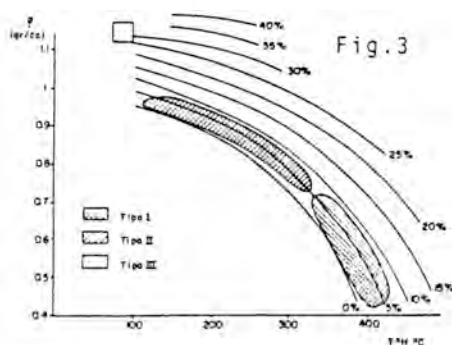
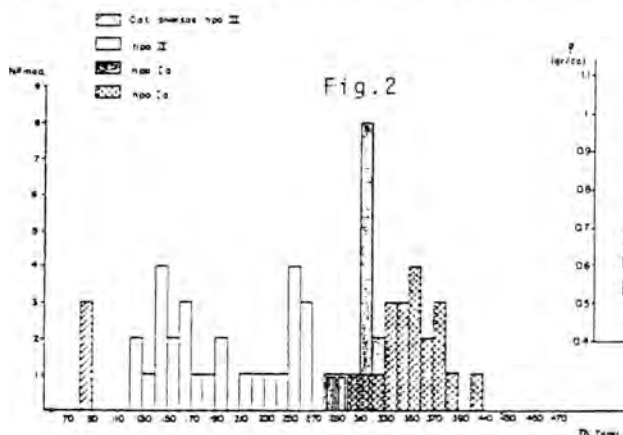
En las inclusiones de tipo IB dada la escasa proporción de CO<sub>2</sub>, que no llega a individualizarse como fase líquida, no se puede utilizar el diagrama de Bozzo et al. (1973) para determinar salinidades (Collins, 1979), y sólo es posible calcular la salinidad máxima a partir de la fusión del hielo (2.73-7.72% eq. NaCl).

En las inclusiones de tipo II las medidas de temperatura de fusión del hielo están comprendidas entre -0.8 y -5.7°C, lo que determina unas salinidades entre 1 y 9% eq. NaCl. Las densidades de las soluciones (Ahmad y Rose, 1980) oscilan entre 0.79 y 0.96 gr/cc.

En las inclusiones del tipo III, para calcular la salinidad no se puede utilizar las T<sub>F</sub>hielo y los datos de Potter et al. (1978) en el sistema NaCl-H<sub>2</sub>O porque estas inclusiones no pertenecen a dicho sistema. Pero tal y como indica Crawford (1981) el error que se comete con estos parámetros es inferior al 5%. Por lo que, en cualquier caso, la salinidad sería muy elevada.

En la Fig.2 se representan las temperaturas de homogenización de los distintos tipos de inclusiones. Es de destacar como cada tipo se sitúa en un rango de temperatura determinado, y como va dismi-

nuyendo esta temperatura progresivamente desde el tipo I al III.



En la Fig.3 se relacionan las temperaturas de homogenización con las densidades y la salinidad. Se puede observar que la evolución del fluido va desde una etapa inicial acuoso-carbónica de mayor temperatura y menor densidad hacia una etapa ya sólo acuosa, de menor temperatura y mayor densidad. Por último la tercera etapa estaría representada por inclusiones tardías enriquecidas en cationes diversos de muy baja temperatura ( $+80^{\circ}\text{C}$ ) y alta salinidad.

#### CONCLUSIONES

La evolución hidrotermal de estos fluidos es en todo comparable a las de otros yacimientos de W y Sn del Macizo Hespérico (Mangas, 1987). Se puede pensar que el W fue transportado en un fluido acuoso-carbónico rico en  $\text{CO}_2$ . Posteriormente y por procesos de dilución se modificaron las características físico-químicas del medio, descenso de temperatura, aumento de densidad y aumento del pH. Este último provocaría la desestabilización de los complejos portadores de W y su precipitación. Esto concuerda con los datos que se tienen sobre la elevada presión de  $\text{CO}_2$  en los estadios finales de evolución del plutón de La Cabrera (Bellido, 1979), probable fuente última del W.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AHMAD, S.N. y ROSE, A.W. (1980). *Econ. Geology*, 75, 229-250  
 BELLIDO, F. (1979). *Tesis Doctoral*, U. Complutense, Madrid, 331p  
 BOZZO, A.T et al. (1973). *I. S. on Fresh Water from sea*, 3, 437-451  
 COLLINS, P.L.F. (1979). *Econ. Geology*, 74, 1435-1444  
 CRAWFORD, M.L. (1981). *Min. Assoc. Canada*, 6, 75-100  
 FERNANDEZ CASALS, M.J. (1976). *Tesis Doctoral*. U.C. Madrid, 305p  
 MANGAS, J. (1987). *Tesis Doctoral*. Univers. Salamanca, 646p  
 POTTER, R.W et al. (1978). *Econ. Geology*, 72, 284-285  
 SWANENBERG, H.E.C. (1979). *Contr. Min. Petr.* 68, 303-306  
 TISCHENDORF, G. (1977). *Geol. Surv. Mawan*, 2, 41-96



## ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS ATRAPADAS EN CRISTALES DE CASITERITA DEL YACIMIENTO DE SAN FINX (LA CORUÑA, ESPAÑA)

MANGAS VIÑUELA, J.(1) Y ARRIBAS MORENO, A.(2)

(1) Dpto. Geología. Facultad Ciencias del Mar. Univ. Politécnica Canarias. Las Palmas Gran Canaria.

(2) Dpto. Geología. Facultad Ciencias. Univ. Salamanca.

El yacimiento de SanFinx se encuentra en la zona sudoccidental de la provincia de La Coruña, en el término municipal de Noya. Dentro de la cadena hercínica se sitúa en la Zona Centro Ibérica y más concretamente en el dominio de Galicia Occidental-Noroeste de Portugal. La mineralización estaño-wolframífera se instaló en un haz de fracturas, con dirección predominante, N 50 E y buzamiento al Sur, encajando en los metasedimentos de la Fosa Blastomilonítica y el Grupo de Lage, y en los granitos de este grupo. En general, los metasedimentos son esquistos de dos micas bastante recristalizados y algunos migmatizados, y los granitoides son de dos micas a veces con granate y turmalina, y estructuras pegmatíticas.

La paragénesis de los filones pertenece a la asociación catatermal Sn,W,Mo,Cu, Bi y As, en la que la casiterita, wolframita, molibdenita y calcopirita son minerales abundantes, y los minerales de Bi y As son más escasos. La ganga dominante en los filones es el cuarzo acompañado ocasionalmente por feldespato y moscovita.

Con el fin de conocer las características termobarogeoquímicas de las soluciones que acompañaron a la precipitación de la casiterita, se han analizado las inclusiones fluidas atrapadas en ella. Para ello, se han seleccionado dos cristales de casiterita de los filones Ayer (Unidad Buenaventura, SF 51) y Norte ( 7<sup>a</sup> planta Este, SF67). Estos cristales son piramidales y de color marrón, casi negro, y tienen un tamaño aproximado de 3 cms. Las casiteritas presentan fracturas que están cicatrizadas por cuarzo y sulfuros, entre los que se encuentran calcopirita, esfalerita, estannina, arsenopirita, molibdenita, pirita y marcasita. Hay que señalar que también se han estudiado las inclusiones presentes en el cuarzo de estas microfracturas.

Las inclusiones fluidas se distribuyen en la casiterita paralelas a las bandas de crecimiento, de forma aislada o en agrupaciones, teniendo un carácter genético primario. También se han encontrado inclusiones pseudosecundarias y secundarias, situadas en fracturas cicatrizadas. Las inclusiones en el cuarzo se distribuyen en grupos y ,más generalmente, en alineaciones con diferente orientación con un carácter típicamente secundario.

El tamaño de las inclusiones está comprendido entre 10 y 50  $\mu$ , y su morfología es muy variada con formas geométricas o completamente irregulares. Las inclusiones presentan una o varias fases a temperatura ambiente ( fases líquidas y gaseosas, acuosas, y fases sólidas cristalinas). La relación volumétrica Vg/Vt (volumen de gas/volumen total de la inclusión) es inferior a 50%, si bien la mayor parte de las estudiadas tienen valores comprendidos entre 2 y 10%.

La microtermometría y los ensayos de trituración en glicerina anhidra han sido las dos técnicas analíticas empleadas para caracterizar los fluidos. Cerca de 200 inclusiones se han estudiado microtermométricamente en la casiterita y 110 en el cuarzo. Estas han sido clasificadas en tres tipos teniendo en cuenta su composición química: 1) inclusiones acuosas con otros volátiles (  $H_2O-NaCl-CH_4-CO_2-N_2$ ), 2) inclusiones acuosas débilmente salinas ( $H_2O-NaCl$ ), y 3) inclusiones acuosas con

diversos cationes ( $H_2O-NaCl-KCl-CaCl_2-MgCl_2$ ). Las inclusiones más abundantes en las muestras de casiterita y cuarzo son las del tipo 2, mientras que las de los tipos 1 y 3 aparecen en menor proporción.

La tabla siguiente resume los resultados microtermométricos obtenidos en los tres tipos de inclusiones durante los procesos de enfriamiento y calentamiento.

Muestra	Mineral	Tipo In.Fl.	Tm <sub>ice</sub>	Tm <sub>hid.</sub>	Th	Nº In.Fl. estudiadas
SF 51	Casiterita	1	-1,5 a -3	13 a 17	250 a 330	9
		2	-1,5 a -3	-	220 a 330	43
	Cuarzo	2	-1,5 a -3,5	-	150 a 230	31
		3	-3,5 a -30	-	90 a 170	35
SF 67	Casiterita	1	-1,5 a -3	15,5 a 16,5	250 a 300	5
		2	0 a -3,5	-	235 a 305	130
	Cuarzo	2	0 a -2	-	150 a 230	27
		3	-5 a -31,5	-	90 a 170	8

Tm<sub>ice</sub> : temperatura de fusión del último cristal de hielo. Tm<sub>hid.</sub> : temperatura de fusión del hidrato de gas. Th : temperatura de homogeneización.

Los ensayos de trituración en las muestras de casiterita indican que este mineral contiene apreciables cantidades de gases carbónicos, lo que viene a confirmar los resultados obtenidos por los análisis microtermométricos.

Las notables variaciones de temperatura y composición que presentan las inclusiones fluidas se corresponde con las sucesivas venidas de soluciones que acompañaron a la deposición mineral en los filones. Teniendo en cuenta los estudios realizados, la evolución termobarogeoquímica de los fluidos hidrotermales en el yacimiento de San Finx se ha podido dividir en tres etapas.

La primera estaría representada por la circulación y atrapamiento de soluciones acuosas con diversos volátiles ( inclusiones tipo 1) y acuosas débilmente salinas ( inclusiones tipo 2), a temperaturas de homogeneización comprendidas entre 330 y 220°C, y presiones de homogeneización inferiores a 150 atmósferas. Estos fluidos tienen salinidades inferiores a 6 % en peso equivalente de NaCl, molalidades en NaCl inferiores a 1,3, y densidades comprendidas entre 0,7 y 0,9 gr/cc. Teniendo en consideración la paragénesis y sucesión mineral de San Finx, y estos datos, se puede suponer que la primera etapa es correlacionable con el episodio de precipitación mineral más precoz en el yacimiento, correspondiente a la deposición estaño-wolframífera (fase catatermal), es decir, precipitación de casiterita, wolframita y molibdenita, como minerales metálicos principales, y cuarzo, moscovita y feldspato, como minerales de la ganga filoniana.

La segunda etapa está caracterizada por la circulación de soluciones acuosas débilmente salinas ( inclusiones tipo 2), a temperaturas de homogeneización que oscilan entre 220 y 150°C y presiones de homogeneización inferiores a 20 atmósferas. La salinidad de los fluidos es inferior a 6 % en peso equivalente de NaCl, molalida-

des en NaCl por debajo de 1,1 y densidades comprendidas entre 0,85 y 0,95 gr/cc. Si se tiene en cuenta la sucesión mineral, los fluidos de esta etapa fueron contemporáneos con la precipitación de los sulfuros de Fe, Cu, Sn, As, Zn, Mo y Bi, principalmente arsenopirita, pirita, pirrotina, calcopirita, estannina, esfalerita, bismutinita, molibdenita y bismuto, en una ganga esencialmente cuarzosa. También a esta etapa corresponde el período de fracturación de los minerales depositados durante la primera.

La tercera etapa está representada por la presencia de soluciones acuosas de mayor salinidad, con iones  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  (inclusiones tipo 3), a temperaturas de homogeneización comprendidas entre 170 y 90°C, y presiones inferiores a 15 atmósferas. Estas soluciones presentan densidades comprendidas entre 0,95 y 1,15 gr/cc, y salinidades aproximadas, expresadas en % en peso equivalente de NaCl, superiores a 7. Esta etapa tardía podría estar asociada con los procesos de alteración de los minerales hipogénicos, cuando la wolframita, pirita y calcopirita se transforman en scheelita, marcasita y covelina, respectivamente. También se pudieron formar algunos de los productos arcillosos que se observan en el yacimiento por alteración de los minerales presentes.

Teniendo en consideración todos estos resultados, el estaño que es uno de los elementos fundamentales de la mineralización de San Finx, pudo haber sido transportado en soluciones acuosas como complejos clorurados y/o carbonatados, bajo condiciones físico-químicas expuestas en la primera etapa. Los posibles cambios, entre otros factores, de las condiciones de temperatura, presión, composición, concentración y densidad de los fluidos, pudieron favorecer la desestabilización de los complejos de Sn, y en consecuencia la precipitación de la casiterita.

Los conocimientos actuales existentes en la bibliografía sobre estudios de inclusiones fluidas en casiterita y otros minerales transparentes asociados a yacimientos estaño-wolframíferos a escala mundial, son similares a los obtenidos en este trabajo.

**GEOQUIMICA DE CASITERITAS COMO INDICADORES DE PROCEDENCIA:  
APLICACION A LA ZONA DE GOLPEJAS (SALAMANCA)**

FORT CONZALEZ, R.(1) Y BUSTILLO REVUELTA, M.(2)

(1) Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. Univ. Complutense Madrid.

(2) Dpto. Petrología-Geoquímica. Univ. Complutense Madrid.

El conocimiento de la procedencia de los minerales pesados puede servir como guía de prospección al permitir discriminar las anomalías definidas en las primeras etapas de investigación. Los métodos más habituales para estudiar la procedencia de los minerales pesados son los basados en sus propiedades ópticas, catodoluminiscentes y geoquímicas, así como en base a su geocronología. De todos los minerales detríticos que presentan un interés económico, es quizás la casiterita del que se tiene un mejor conocimiento de la relación que existe entre sus características generales y la roca origen de la que procede. Pero es el contenido geoquímico el que puede dar una información mayor sobre su procedencia (Dudykina, 1959; Stevenson y Taylor, 1973; Haapala, 1983; Murciego et al., 1986).

El objetivo de este trabajo se centra en la caracterización geoquímica, así como de la definición de los parámetros cristalinos de las casiteritas detríticas existentes en los aluviones recientes próximos al yacimiento primario de Golpejas (Salamanca), para confirmar que algunas de estas casiteritas proceden de filones estanníferos.

Las casiteritas estudiadas pertenecen a los aluviones que se localizan en las proximidades del yacimiento estannífero de Golpejas, situados en el centro norte de la provincia de Salamanca. En estos depósitos detríticos, se detectaron durante una campaña de prospección mineralométrica dos anomalías de casiterita, una en el denominado Regato de los Lentiscos y la otra al sur del pueblo de Tirados de la Vega (Fort y Gonzalo, 1987).

Las casiteritas del Regato de los Lentiscos presentan unos contenidos en elementos traza muy similares a los obtenidos para las casiteritas del yacimiento primario. En las casiteritas de Tirados de la Vega el contenido en Ta, Nb y Fe es muy inferior al que se obtiene para las casiteritas del Regato de los Lentiscos y del yacimiento granítico. El menor contenido en elementos traza también se observa, pero en menor cuantía, para el Ga, Co, Zn, Al, Si y Pb. Otros elementos como el Sr y Th e Y son muy similares para los distintos tipos de casiterita detrítica, si bien en las del regato de los lentiscos el contenido en Sr y Th es ligeramente inferior que para las de Tirados de la Vega, al contrario de lo que sucede con el Y que es ligeramente superior. Estos resultados geoquímicos corroboran que las dos anomalías de casiterita detrítica tienen una procedencia distintas.

El estudio comparado de los contenidos de Ta, Nb y Fe en los

dos tipos de casiteritas detríticas y las casiteritas del yacimiento granítico y de los filones estanníferos, muestran muy claramente la afinidad que tienen las casiteritas del Regato de los Lentiscos con las de origen granítico y las existentes en las proximidades de Tirados de la Vega con las de origen filoniano.

Las variaciones de los parámetros cristalinos en las casiteritas viene dado por el origen de éstas. Miyahisa (1968) establece -- que el parámetro  $a$  y  $c$  de la celda de las casiteritas de una génesis de alta temperatura es 4,736-4739 y 3,183-3,190, respectivamente, y su relación  $c/a=0,679$ , mientras que las que tienen un origen de baja temperatura sus parámetros oscilan entre 4,738 y 4,742 para  $a$  y 3,184-3,187 para  $c$ , siendo su relación  $c/a=0,672$ . Estos datos coinciden con nuestros resultados para las casiteritas graníticas y casiteritas filonianas de Golpejas y confirman la procedencia granítica de las casiteritas del Regato de los Lentiscos y la procedencia filoniana de Tirados de la Vega.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- CLACK, A.M., FEJER, E.E., DONALDSON, J.D. y SILVER, J. (1976). Mineralogical Magazine, 40: 895-898.
- DUDYKINA, A.S. (1959). Mineralogical Abstracts, 15: 105.
- FORT, R. y GONZALO, F. (1987). Rev. Mat. Proc. Geol., 5.
- HAAPALA, I. (1983). 10th International Geochemical Exploration Symposium: 35-36.
- MIYAHISA, M. (1968). Mineralogical Abstracts, 19: 141.
- MURCIEGO, A., MARTIN POZAS, J.M. y GARCIA SANCHEZ, A. (1986). Boletín S.E.M., 9: 217-224.
- STEVENSON y TAYLOR (1973). Proceedings of the Royal Society of Queensbad, 841.
- WALIA, D.S. (1971). En: Clack et al., 1976.

RESULTADOS DE LA INVESTIGACION PARA ORO EN EL YACIMIENTO DE SN "DOMINICA" (SALAMANCA) Y EN SU AREA CIRCUNDANTE

- GARCIA SANCHEZ,A.(1); GONZALO,F.(2); FRANCO,A.(3) Y GRACIA,A.(4)  
(1) C.S.I.C. Salamanca.  
(2) MYTA Zaragoza.  
(3) CIEMAT Madrid.  
(4) INGECON Salamanca.

Abstract

This tin-gold deposit is located in the SE Salamanca province. Were studied microscopically 80 samples of four drilling (250 m deep) and other surface samples. It presented mineral paragenesis and wall-rocks alterations related with mineralization. A factor analysis on the geochemical data established the following associations: Au-Sn-Bi and Cu-Sb. On the other hand a gold exploration program was carried out in a zone near the deposit. The following elements were analysed: Au, Sn and W in panning samples and As, Sb, Cu, Pb, Zn, Sb and Bi in streams sediment and soils. Preconcentrates were also studied at microscope for identification of gold nuggets and another pathfinder minerals.

La zona objeto de este estudio se situa en el SE de la provincia de Salamanca y sus materiales aflorantes forman parte en casi su totalidad del Complejo Esquistograuváquico (CEG). Su historial minero es bastante importante pues son conocidas hasta 12 explotaciones actualmente abandonadas. Estas son en general filones de cuarzo hidrotermal, brechificados, con mineralizaciones de algunos de los siguientes elementos: Pb, Cu, Zn, Sn, W y Au.

El yacimiento estudiado (Mina Dominica) se ubica entre las localidades de Montejo y Pizarral de Salvatierra y se explotó para Casiterita hace cuatro décadas por medio de galerías y pozos. En él se encontraron indicios de Au, al igual que en otras localidades de su entorno: Palacios, Berrocal, etc., lo que le confiere su interés actual en el presente mercado de minerales. Debido al estado de abandono desde el año 1957 y su posterior deterioro de instalaciones de explotación, que no permiten la observación directa y muestreo, el estudio del yacimiento se ha efectuado por medio de calicatas superficiales muestreo de escombreras, y principalmente, mediante cuatro sondeos con recuperación de testigos de aproximadamente 250 m cada uno.

La mineralización principal está contenida en tres filones de cuarzo con Casiterita y Sulfuros, de direcciones E-W y buzamientos 70° S.

El yacimiento se ubica en materiales del CEG, en el núcleo de un anticlinal de Fase 1 en el que aparecen materiales del tramo superior de la Serie de Morille (Formación Cabezo) según la denominación para áreas próximas de MARTINEZ GARCIA y NICOLAU (1973) o pertenecientes a la Formación Monterrubio, en su parte superior, según DIEZ BALDA (1982). Estos materiales son de diversa naturaleza dominando las pizarras arenosas, pizarras negras bandeadas y en menor porción cuarcitas, microconglomerados y porfiroides.

## Resultados mineralógicos

Proceden del estudio microscópico sobre un total de 80 preparaciones (transparentes y pulidas). las rocas encajantes de la mineralización filoniana son fundamentalmente cuarcitas, micacitas y grauwacas. Presentan texturas granoblasticas y lepidoblásticas. Se identifican dos esquistosidades, la segunda de crenulación. Su mineralogía es: cuarzo, moscovita, biotita, clorita, como principales y feldespato, plagiclasas, calcita, opacos, esfena, turmalina, apatito, circón, clinozoisita, epidota y zoisita como accesorios. Calcita, clinozoisita, zoisita y epidota se desarrollan en zonas de alteración, junto a grandes cristales de clorita y ocasionalmente de moscovita; de forma general en las salbandas filonianas. El haz de filones es muy denso y abundante y comprende desde filones milimétricos hasta otros centimétricos. Son de dos tipos: a) cuarzosos; b) carbonatados; estos cortan a los de cuarzo. La paragenésis de los primeros es la siguiente: Casiterita, tantalita, arsenopirita, pirita, pirrotina, calcopirita, molibdenita, rutilo y oro; la ganga es de cuarzo y ocasionalmente de feldespato y plagioclasa. En los filones carbonatados la paragenésis es: pirita, pirrotina, calcopirita, esfalerita y galena; la ganga es calcita y cuarzo con algo de siderita, rodocrosita y raramente apatito. Es frecuente encontrar marcasita procedente de la alteración de pirita y también hematites, limonita y otros minerales de Fe. Resulta especialmente abundante el llamado "producto intermedio" ocasionado por meteorización de pirrotina. En algunas probetas pulidas se ha observado oro nativo en pequeños granos del orden de micras, asociado generalmente a la arsenopirita.

## Resultados geoquímicos

Proceden de los testigos de sondeos. Se hizo primeramente una valoración global de los mismos (serrados longitudinalmente, con muestras cada 2 metros) para Au, Cu, Pb, Zn, Mn, Fe, Ag, Co, Ni, Cd y Bi con resultados poco esperanzadores: rango de Au en ppm 0,01-2,3 y  $\bar{X}$  = 0,32 ppm. Valores anómalos y significativos, sobre todo en Cd los presentan algunas muestras con esfalerita.

En segundo lugar se realizó un muestreo más selectivo de las distintas zonas mineralizadas y de las alteraciones hidrotermales, analizándose Au, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn, Rb, Ba y Sr. Destacan como resultado del análisis factorial de los datos analíticos las siguientes agrupaciones de elementos: Au-Bi-Su (en parte As) por un lado, y Cu-Sb por otro. Los elementos litófilos Rb, Ba y Sr no definen los tipos o grados de alteración hidrotermales, como tampoco hay relación clara entre las zonas de deposición de Au y las diferentes alteraciones hidrotermales constatadas.

Los datos obtenidos no son suficientes aún para proponer una hipótesis genética. No obstante, el carácter epigenético de estos filones mineralizados tiene un claro control estructural determinado para una fracturación relacionada con la segunda fase de deformación, con la que se asocia también el máximo en el desarrollo del metamorfismo regional. Estas observaciones junto a la inexistencia absoluta de manifestaciones magmáticas de naturaleza

granítica inducen a pensar que su origen puede estar determinado por el desarrollo del metamorfismo regional. Esta opinión es bastante general hoy día para yacimientos filonianos de Au en terrenos metamórficos en otras partes del mundo (p. ej. BOYLE, 1979; FYFE y KERRICH, 1982, etc.).

Como complemento del estudio descrito hasta ahora se realizó un trabajo de prospección en el entorno del yacimiento para la localización de otros posibles indicios de oro. Este se hizo a dos niveles; uno táctico en el entorno inmediato de la mina y otro regional (estratégico) abarcando toda la hoja topográfica 1:50.000 nº 525 (Guijuelo).

El primero consistió en una campaña de muestreo de suelos (281 muestras en mallas de 200x200 m) donde se analizaron Pb, Cu, Zn, As, Sn, Sb y Bi en la fracción menor de 200 micras, obteniéndose también concentrados de bateas (sobre 10 l. de suelo) para estudiar los contenidos de minerales pesados (oro, casiterita, wolframita etc.). Cabe destacar de los resultados obtenidos la presencia de partículas de oro en casi el 20 % de las bateas, lo que indica la extensión de las anomalías en todo el entorno del yacimiento, pero sin definición geográfica o geológica. Por otro lado no se observa correlación entre muestras anómalas en Au y los demás elementos indicadores analizados. Destacan los valores "homogeneamente" anómalos de As en casi todas las muestras ( $\bar{X} = 41$  ppm, rango 5-185 ppm) peso sin definir ninguna zona aurífera. El único coeficiente de correlación significativo, lo presentan Bi-Sn, reflejo de su asociación en el yacimiento primario.

El segundo estudio de prospección realizado, ya a nivel regional consistió en el muestreo sobre la red hidrográfica, a intervalos aproximados de 500 m., de bateas de sedimentos (200 muestras). Se analizaron Au, Sn, W, Cu, Pb, Zn, As y Sb. A la lupa binocular se identificaron los minerales pesados y cuantificaron las "pepitas" de oro. Destaca de los resultados lo siguiente: de los elementos indicadores utilizados en los sedimentos de arroyos, únicamente los de As son significativos respecto a las anomalías de Au encontradas, así como en menor grado los de Su. El análisis multivariante lo corrobora más claramente mostrando la agrupación de elementos Au-As-Sn. El análisis mineralométrico refleja en parte lo mismo, pues en aquellas muestras con "pepitas" de Au se observó la presencia de casiterita.

También hay buena correlación entre los datos analíticos y mineralométricos de Au. Por otro lado, destaca la abundancia de anomalías de Au; aproximadamente el 20 % de las muestras presentan contenidos de Au superiores a 1 ppm. Algunas observaciones indican que el origen de estas anomalías está en mineralizaciones primarias ligadas a filones de cuarzo, otras inducen a pensar en algunos niveles del CEG (cuarzitas, microconglomerados) como fuentes del Au. Posiblemente la realidad sea una combinación de ambas. Es decir, emplazamiento preferente de los filones de cuarzo en aquellos niveles del CEG de mayor competencia.

Como resultado de esta prospección regional se definieron 17 zonas anómalas en Au, efectuándose en ellas muestras selectivas



de rocas aflorantes que podrían ser portadoras del metal. Solamente en una de dichas zonas se encontraron contenidos de Au significativos ( $\approx 2$  ppm) y en las cercanías de Berrocal de Salvatierra. En esta zona se efectuó posteriormente un estudio geológico y muestreo exhaustivo de todas las litologías existentes para su estudio mineralógico y geoquímico de Au. Los resultados positivos se presentan en los siguientes tipos de rocas: cuarcitas anfibólicas porfiroideas; esquistos y grauvacas atravesadas por filoncillos de cuarzos; filloncillos de cuarzo con sulfuros.

#### BIBLIOGRAFIA

- BOYLE, R.W. (1979): Geological Survey of Canada. Bull. 280, 584 ppm.
- DIEZ BALDA, M.A. (1980): Estudios Geol., 36, 131-133.
- FIFE, W.S. and KERRICH, R. (1982): Proc. Symp. Geol. 82, nº 1, 99-127.
- MARTINEZ GARCIA, E. y NICOLAU, J. (1973): Bol. Geol. Min. T. 84-6, 406-418.

**GENESIS Y EVOLUCION DE LAS MINERALIZACIONES DE CU-CO-NI-U-PB-ZN-AU-AG LIGADAS A LAS ESTRUCTURAS TARDIHERCINICAS EN EL AREA PAJARES-VILLAMANIN-BONAR (NORTE DE LEON)**

PANIAGUA CONDADO, A.(1) Y RODRIGUEZ PEVIDA, L.S.(2)

(1) Mineralogisch-Petrographisches Institut. Univ. Heidelberg. Alemania Federal.

(2) BP Minera España S.A. León.

En la Zona Cantábrica se localizan numerosas mineralizaciones que fueron explotadas para la extracción de Cu, Co y Ni durante la segunda mitad del siglo XIX y primera mitad del siglo XX. La concentración más importante de estos yacimientos se localiza en el Norte de León, entre los cursos altos de los ríos Luna y Porma, habiendo sido reconocidas por el momento 44 mineralizaciones. Sobre ellas se ha efectuado un estudio tanto a nivel de campo como de laboratorio, este último mediante microscopía óptica, microscopía y microanálisis electrónicos, difracción de rayos X, análisis cualitativo por fluorescencia de R-X, análisis cuantitativo por absorción atómica y espectrometría de emisión gamma, y análisis termogravimétrico.

Los indicios estudiados encajan en su totalidad en materiales carbonatados de diferentes edades, desde Cámbrico Medio hasta Westfaliense, pero mayoritariamente Namuriense. Todos los indicios están constituidos por cuerpos subverticales encajados en fracturas de direcciones dominantes E-O, NE-SO y NO-SE, en las proximidades de un gran accidente tectónico tardihercínico, la Falla de León, de dirección E-O.

Geoquímicamente estos yacimientos se caracterizan por la presencia de Cu y As como elementos mayores a nivel general, y por un predominio de Co y Ni en la parte norte, de U en la parte centro y de Pb y Zn en la parte sur, pudiendo estar todos ellos presentes en mayor o menor grado en todos los yacimientos. A estos elementos les acompaña un amplio espectro de elementos traza, entre los que cabe destacar significativas anomalías locales de Au-Ag-Se-Te-V-Sb-Pt-Pd.

La alteración hipogénica se caracteriza por procesos sucesivos de dolomitización y silicificación, con removilización de materia orgánica y grafitización parcial, decarbonatización y reprecipitación de calcita en etapas tardías. La alteración supergénica, en general muy potente, se relaciona sobre todo con procesos de lixiviación ácida y oxidación.

La sucesión paragenética se puede subdividir en tres estadios hipogénicos y uno supergénico. El estadio hipogénico precoz se caracteriza por la presencia de disulfuros y sulfoarseniuros de Fe-Co-Ni-Cu, junto con oro nativo ocasional. El estadio hipogénico intermedio se caracteriza por la presencia de tennantita, calcopirita-talnakita, bornita y una serie de sulfuros de composición intermedia en el sistema calcopirita-bornita-idaíta, así como por una 1ª generación de esfalerita y galena en la parte sur y una segunda generación de disulfuros, junto con tioespinelas. El estadio tardío está caracterizado por la presencia de sulfuros de Cu y Fe, junto con uraninita en

la parte central y una 2ª generación de esfalerita y galena en la parte sur. Estos tres estadios se separan entre sí por episodios de fracturación generalizada. El estadio supergénico se caracteriza por la presencia de Cu y Ag nativos, así como numerosos óxidos y oxisales de Cu, Ni, Co, Fe, Pb, Zn y U.

En base a las asociaciones minerales presentes y a los resultados de las termogravimetrías se han caracterizado las temperaturas de formación de los yacimientos a lo largo de la secuencia deposicional hipogénica. Para el estadio precoz la temperatura de depósito varió entre  $>140^{\circ}\text{C}$  en zonas superiores y  $<250^{\circ}\text{C}$  en zonas profundas y próximas a la Falla de León. En el estadio intermedio la temperatura osciló entre  $>190^{\circ}$  para las zonas profundas y  $<140^{\circ}$  para las zonas superiores. En el estadio hipogénico tardío la temperatura osciló entre  $<100^{\circ}\text{C}$  y  $140^{\circ}\text{C}$ . Con estos resultados y las constantes de equilibrio y reacciones de equilibrio univariante para las asociaciones minerales observadas en estos yacimientos (Vaughan y Craig, 1978; Craig y Barton, 1973; Barton y Skinner, 1979; Henley et al, 1984) se han calculado los límites generales de las condiciones de formación de los yacimientos. El pH osciló entre 7 y 8 para el estadio hipogénico precoz, y entre 6 y 8 para los restantes estadios hipogénicos. El Eh varió en general entre -0,3 y -0,5 volt. para la secuencia hipogénica, y entre 0,22 y -0,6 para los procesos supergénicos. La actividad de  $\text{S}_2$  descendió a lo largo de la secuencia deposicional desde  $10^{-8}$  en el estadio hipogénico precoz a  $10^{-11}$  en el estadio intermedio y  $10^{-15}$  en el estadio hipogénico tardío. La actividad de  $\text{O}_2$  descendió asimismo a lo largo de la secuencia deposicional desde  $10^{-35}$ - $10^{-36}$  en el estadio hipogénico precoz a  $10^{-44}$  en el estadio hipogénico intermedio y  $10^{-49}$ - $10^{-51}$  en el tardío. La actividad de  $\text{CO}_2$  varió en general entre  $10^0$  y  $10^{-3}$ , mientras la actividad de  $\text{SO}_2$  fué en general  $>10^{-40}$  y la actividad de  $\text{FeS}_2$  disminuyó desde  $>10^2$  en el estadio hipogénico precoz a  $>10^0$  en el intermedio y  $<10^{-4}$  en el tardío.

En síntesis estas mineralizaciones presentan características claramente epitermales, con una zonalidad bien definida en función de su proximidad a la Falla de León, mostrando ser consecuencia de la instauración de circuitos convectivos a partir de un flujo térmico profundo ligado principalmente a la actividad de esta gran fractura. La removilización de iones a partir de la potente sucesión sedimentaria y vulcanodetrítica paleozoica en la zona justifica la presencia de un amplio espectro de anomalías. La presencia de niveles hipersalinos o el carácter bituminoso de las rocas carbonatadas del entorno favorecen la precipitación de un amplio stock metal en condiciones iniciales de alta fugacidad de azufre, generando una secuencia deposicional sucesivamente más enriquecida en metales.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BARTON, P.B. y SKINNER, B.J. (1979), in Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Holt, Rinehart & Winston, New York.  
 CRAIG, J.R. y BARTON, P.B. (1973), Economic Geology, 68, 493-506.  
 HENLEY, R.W., TRUESDELL, A.H. y BARTON, P.B. (1984), Reviews in Economic Geology, 1.  
 VAUGHAN, D.J. y CRAIG, J.R. (1978), Mineral Chemistry of Metal Sulfides Cambridge University Press.

**LAS MINERALIZACIONES POLIMINERALICAS DE Pb-Zn-Sb-Ag-Au DE ESCARO (NORDESTE DE LEON): CONTROLES GEOLOGICOS, EVOLUCION MINERALOGICA E IMPLICACIONES METALOGENICAS**

GUTIERREZ VILLARIAS, J.L.(1); RODRIGUEZ PEVIDA, L.S.(2) Y PANIAGUA CONDADO, A.(3)

(1) SOCIMEP Madrid.

(2) BP Minera España S.A. León.

(3) Mineralogisch-Petrographisches Institut, Univ. Heidelberg, Alemania Federal.

Dentro de la Zona Cantábrica existen numerosas mineralizaciones de As-Sb, concentradas en su mayor parte en el área La Reina-Riaño-Valdeburón (NE de León). Algunas de estas mineralizaciones, localizadas en las proximidades del pueblo de Escaro, destacan por su marcado carácter polimetálico, con fuertes anomalías de Pb, Zn, As y Sb, acompañados por Cu, Co, Mo, Au(1,7 ppm) y Ag(33 ppm), como elementos más significativos.

Geológicamente estas mineralizaciones se sitúan en el límite entre el frente de las unidades alóctonas del borde Este de la Cuenca Carbonífera Central y la Región del Pisuerga-Carrión. Los cuerpos minerales se encuentran emplazados dentro de rocas ígneas subvolcánicas de tipo calcoalcalino tanto como en el exocontacto con las calizas westfalienses de la Cuenca Carbonífera Central, en zonas de brechificación asociadas a dos sistemas de fracturas de dirección NE-SO y ONO-ESE, en la proximidad de una de las mayores fracturas tardihercínicas de la Península Ibérica, la Falla de Ventaniella.

La mineralización está relacionada con fuertes procesos de alteración hipogénica, fundamentalmente propilitización de la roca ígnea junto con dolomitización y silicificación del encajante carbonatado, y reprecipitación de carbonatos en fases tardías en toda la zona mineralizada. Asimismo es destacable una total grafitización de la materia orgánica. La alteración supergénica, poco significativa, viene marcada por precipitación de sulfuros de baja temperatura (rejalgar-oropimente-getchellita, coloides de Pb-Sb-S, covellina-digenita) oxisulfuros (kermesita) óxidos y oxisales.

La sucesión mineral hipogénica se subdivide en dos estadios bien diferenciados. El estadio precoz se caracteriza por la precipitación de disulfuros y sulfoarseniuros, esencialmente mispíquel y pirita, con Co y Ni en solución sólida, junto con rutilo, grafito, molibdenita, etc. La transición al estadio tardío viene marcada por la precipitación de esfalerita y el incremento del contenido en Sb del mispíquel, con transición completa a gudmundita. El estadio tardío es el más desarrollado. En él se caracteriza como mineral precoz la berthierita y como mineral tardío la estibina, pero entre la precipitación de estos dos minerales y en íntima asociación con ambos se deposita una amplia secuencia de sulfosales de Pb-Sb-As-Cu-Fe-(Ag), junto con oro nativo, plata, antimonio y aurostibita, esfalerita, galena, calcopirita, greigita y pirita, oro pimente y getchellita.

Los datos anteriormente citados sugieren unas condiciones de formación de la mineralización a temperaturas descendentes desde

un umbral máximo en las etapas más precoces que pudo alcanzar los 450-500°C, siendo como mínimo de 280°C, hasta temperaturas en general inferiores a esta última cifra y superiores a los 100°C en el estadio tardío. La actividad de S<sub>2</sub> decreció asimismo desde >10<sup>-14</sup> en los momentos iniciales del depósito hasta  $\geq 10^{-18}$  en las últimas etapas de la mineralización hipogénica. Las últimas etapas vienen caracterizadas por secuencias de oxidación hipogénica.

Estos resultados sugieren para estas mineralizaciones un origen claramente hidrotermal, ligado a la actividad tectónica tardihercínica en la Rama Sur de la Zona Cantábrica. Pueden distinguirse un estadio inicial hidrotermal en sentido amplio, relacionado con la alteración propilítica de la roca ígnea, y una etapa posterior claramente epitermal. Es destacable el importante "telescoping" geológico en el estadio tardío, donde coexisten numerosos elementos que normalmente se depositan en secuencias sucesivas. Las últimas etapas corresponden a la desestabilización de esta asociación en presencia de fluidos enriquecidos en Sb. La coexistencia de tantos elementos en un mismo estadio sin una secuencia de diferenciación clara puede estar ligada a un cambio brusco de las condiciones físicoquímicas de los fluidos mineralizantes por removilización a partir de los materiales de la escama cabalgante de Yordas (límite SE de la Cuenca Carbonífera Central), dado que estos materiales constituyen secuencias en facies parállicas, en general muy ricas en materia orgánica, con predominio de los términos carbonatados. Esto viene corroborado por la presencia de abundante grafito asociado a la mineralización metálica. Procesos de estas características han sido comúnmente observados en mineralizaciones tardihercínicas de la Zona Cantábrica (García-Iglesias y Touray, 1976; García-Iglesias y Loredo, 1982; Loredo y García-Iglesias, 1984; Loredo et al, 1984, 1987; Paniagua, 1988; Paniagua et al, 1987, 1988).

- GARCIA-IGLESIAS, J. y TOURAY, J.C. (1976), Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr., 99, 117-118.
- GARCIA-IGLESIAS, J. y LOREDO, J. (1982), Bull. BRGM., II-4 353-357.
- LOREDO, J. y GARCIA-IGLESIAS, J. (1984), VII Congr. Internac. Miner. Metalurgia, T-1, 89-100.
- LOREDO, J., GUILHAUMOU, N., TOURAY, J.C. y GARCIA-IGLESIAS, J. (1984), Bol. Geol. Min., T. XCV-II, 142-150.
- LOREDO, J., LUQUE, C., y GARCIA-IGLESIAS, J. (1987), IX Symposium on Fluid Inclusions, Oporto.
- PANIAGUA, A. (1988), Neues Jahrb. Mineral. Abh., 155 (in press)
- PANIAGUA, A., RODRIGUEZ-PEVIDA, L.S., GARZON, L., PEREZ, J.M. y QUINTANA, A. (1987), Reunión Científ. SGE, Madrid.
- PANIAGUA, A., LOREDO, J., y GARCIA-IGLESIAS, J. (1988), Bull. Mineralogie, 3-4 (in press).

**EL FILON DE AS-BI-AU DE SANT PERE. LA JONQUERA. PIRINEO ORIENTAL:  
PARAMETROS FISICO-QUIMICOS DE FORMACION**

AYORA, C.; LIESA, M. Y SOLER, A.  
Dpt. Cristalografía-Mineralogía i Deposits Minerals. Univ.  
Barcelona.

Al final de la orogenia hercínica se produce en el Pirineo Oriental el emplazamiento de filones quilométricos de cuarzo, con direcciones variables de E-W a NW-SE, encajados en bandas de deformación milonítica o asociados a pliegues postesquistosos. Estos filones son generalmente estériles (Ayora y Casas, 1983), excepto en algunas ocasiones, como en las minas de Sant Pere, donde contienen una paragénesis de As-Bi-Au, muy semejante a la de las mineralizaciones estratoligadas en el Cambro-ordovícico de la Vall de Ribes (Ayora y Casas, 1986).

El filón de Sant Pere encaja en la granodiorita de La Jonquera, a escasos metros del contacto con las metapelitas biotíticas del Cambro-ordovícico. Ambas litologías se hallan afectadas por una banda de deformación milonítica, con orientación NW-SE, de más de cien metros de ancho y varios kilómetros de longitud. Esta deformación presenta asociada una retrogradación de la paragénesis primaria (cuarzo + feldespatos + biotita) a otra de facies esquistos verdes (clorita + moscovita + cuarzo). En el centro de la banda milonítica se produce una intensa silicificación, dando lugar a la formación de lentejones arrosariados de hasta 120 m de largo y 2 m de ancho, constituidos por cuarzo blanco microcristalino con elongación milonítica. Vetas centimétricas de cuarzo poco deformado cortan al anterior y a la granodiorita deformada según un sistema de dos planos irregulares de diaclasas.

Esta última fase de cuarzo contiene una mineralización metálica constituida mayoritariamente por arsenopirita con pirrotina, bismuto, bismutinita, calcopirita y oro. Un proceso de sulfidación posterior transforma la pirrotina en pirita. En el sistema As-S-Fe (Kretschmar y Scott, 1976) las isopletas  $f_s = 34.8$  y  $33.7$  % molar, correspondientes al centro y borde de los cristales de arsenopirita, indican una temperatura de formación de este mineral de 450 a 420°C, para una  $\log a_{S_2}$  constante (-8.4) tamponada por el equilibrio Bi-Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub> (Craig y Barton, 1973). Suponiendo un mantenimiento de la  $a_{S_2}$ , la sulfidación de la pirrotina a pirita se produciría a temperatura próxima a 365°C (Toulmin y Barton, 1964). Esta temperatura es probablemente la máxima, ya que sin un descenso en  $a_{S_2}$  se produciría la sulfidación de calcopirita a pirita+bornita a temperatura superior a 250°C (Schneeberg, 1973), y no existe ninguna evidencia textural de esta transformación.

Los fluidos atrapados en el cuarzo asociado a los minerales metálicos muestran temperaturas eutécticas de hasta -29.3°C, correspondientes a fluidos polisalinos complejos (NaCl, CaCl<sub>2</sub>, KCl, etc.). La salinidad media de las soluciones es de 11% peso eq. de NaCl, y la temperatura modal de homogeneización es de

+190°C. Según la isocora media resultante,  $\bar{v} = 20.24 \text{ cm}^3/\text{mol}$ , una temperatura máxima probable de atrape de los fluidos de 365°C equivale a una presión de 2 kbar.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AYORA, C. y CASAS, J.M. (1983).- Acta Geol. Hisp., 18: 35-46  
AYORA, C. y CASAS, J.M. (1986).- Mineral. Dep., 21: 278-287  
CRAIG, J.R. y BARTON, P.B.Jr. (1973).- Econ. Geol., 68: 493-506  
KRETSCHMAR, U. y SCOTT, S.D. (1976).- Can. Mineral., 14: 364-386  
POTTER, R.W.II y BROWN, D.L. (1977).- U.S.Geol.Surv.Bull, v.1421-C  
SCHNEEBERG, E.P. (1973).- Econ. Geol., 68: 507-517  
TOULMIN, P.III y BARTON, P.B.Jr. (1964).- Geochim.Cosmochim.Acta,  
28: 641-671

## MINERALIZACIONES EPITERMALES DE HG (PB, AU) EN OSSA MORENA (USAGRE, BADAJOZ)

TORNOS, F. Y LOCUTURA, J.  
Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

### ABSTRACT

Usagre Hg-(Ba,Pb,Au) mineralization is related with an epigenetic silicification of Lower Cambrian limestones and shales. Geochemical behaviour and relationship with late tensional faults and associated magmatic activity are in agreement with the "carbonate hosted" epithermal mineralizations of "Carlin" type. Main differences with holotype are the high Hg and Ba content, upper temperatures of formation (200-350°C), silicification and high Ag/Au ratio (Pebble subtype). Those features are interpreted as related to local geology and deeper environment of formation.

La mina Sultana o Mariquita (Usagre, Badajoz) es la única mina de mercurio conocida en la Zona de Ossa Morena. Ha sido explotada intermitentemente hasta el año 1971, en el que cerró por problemas económicos. Junto a esta labor principal, existen indicios similares en las cercanías, en los que predominan los cobres grises (Los Cudriles) o la galena y barita (FIG.1). La mineralización ha sido citada por Vázquez y Fernandez Pompa (1976), Arribas (1978), Schemerhorn (1982) y Apalategui e Higuera (1983), atribuyéndola todos ellos un origen volcánico, parcialmente removilizado.

Todos estos indicios aparecen en una pequeña área, ligados espacialmente a calizas oscuras con abundantes estructuras orgánicas y niveles intercalados de sílex, pizarras y calcarenitas (Cámbrico Inferior del Dominio de Usagre, Apalategui e Higuera, 1983), con un metamorfismo regional de grado muy bajo de edad Hercínica. Están cortadas por diques de pórfidos graníticos y microdioritas relacionados con una fractura tensional con carácter regional y de dirección NW-SE, a la que se asocian las cuencas carboníferas con magmatismo asociado de Los Santos y Bienvenida. Asimismo, en toda el área aparecen filones de cuarzo hidrotermal con esta misma dirección.

La mineralización está asociada a una hidrotermalización de las calizas y dolomías a partir de una zona de debilidad. Esta se manifiesta como una silicificación muy intensa a favor de la estratificación y fracturas menores, dando una morfología groseramente lentejona. Las rocas muestran una silicificación temprana, a la que se asocia pirita, calcopirita, esfalerita (rica en Hg, 11-18% y pobre en Fe <0.5%) y tetraedrita - tennantita. La mineralización principal está ligada a la precipitación de barita y cuarzo y presenta dos asociaciones principales:

- A) Cuarzo dominante sobre la barita, con mineralización de cinabrio, tetraedrita, metacinabrio, calcopirita y cantidades menores de esfalerita, galena, pirita y oro (Mina Sultana).
- B) Barita con algo de cuarzo y mineralización de galena con algo de tetraedrita. Más accesorios son la calcopirita, pirita y cinabrio (Las Minas).



Finalmente existe una brechificación y un relleno de venas por cuarzo, calcita, barita, dolomita y ankerita con removilización de los metálicos.

La presencia de intercrecimientos cinabrio - metacinabrio (Barton y Skinner, 1979), la asociación con pirita y calcopirita (Varekamp y Buseck, 1984), la composición de la blenda y los datos de raras y pequeñas inclusiones fluidas indican una temperatura de formación entre 200 y 350°C en un ambiente de presiones relativamente someras (menores de 500 bares), pero sin que se hayan observado procesos de ebullición. El fluido mineralizador era bastante salino (alrededor de 18-23% NaCl equiv.), rico en azufre (fS<sub>2</sub> a 300°C entre 10<sup>-8.7</sup> a 10<sup>-4</sup> bares, mES = 0.05) y con poco CO<sub>2</sub>. En un fluido de estas características el Hg aparece mayoritariamente como Hg<sup>0</sup>, el Au como Au(HS)<sub>2</sub><sup>-</sup> y el Pb como PbCl<sub>2</sub><sup>-</sup> (65%), Pb<sup>2+</sup> (24%), PbCl<sub>2</sub> (10%) y PbS(H<sub>2</sub>S)<sub>2</sub> (1%). La precipitación de los metálicos está ligada a la alteración hidrotermal, sobre la que las calizas ejercen un control topomineral. La mezcla del fluido epitermal con aguas meteóricas subsuperficiales mantiene el pH relativamente bajo (entre 4 y 5), produciendo una precipitación del Hg, Au y barita (paragénesis A). En zonas donde la influencia de las aguas meteóricas es menor, hay una tendencia a pH algo superiores (paragénesis B) con precipitación de barita y galena (y Au?) (FIG.III). En ambos casos la precipitación parece estar tamponada por el equilibrio  $\text{ESO}_4^{2-} \text{--} \text{H}_2\text{S}$ . Este mecanismo, unido a la bajada de la temperatura por mezcla de fluidos, es capaz de hacer precipitar a partir de una disolución saturada alrededor del 99% del Au, 90% del Hg y 60% del Pb que transporta.

La geoquímica de rocas realizada muestra un fuerte incremento del contenido en Hg, Ba, Pb, Zn, Sb y As de las rocas hidrotermalizadas frente a las calizas regionales. Esta asociación geoquímica característica (Bagby y Berger, 1985), la relación con fracturas tensionales, la alteración hidrotermal epigenética y la presencia de calizas, permiten encuadrar esta mineralización en las llamadas epitermales "en rocas carbonatadas" (Berger, 1985) o tipo "Carlin". La mineralización presenta características que difieren de las del holotipo tales como la presencia de una intensa silicificación y alto contenido en bario, característicos del subtipo Peble (Bagby y Berger, 1985). Posiblemente estas variaciones puedan ser debidas a influencias locales, tales como la abundancia de silix en la formación encajante y la presencia de mineralizaciones de barita estratiformes en niveles infrayacentes (IGME, 1988). Las temperaturas obtenidas para esta mineralización son algo superiores a las de los depósitos epitermales clásicos y corresponderían a zonas más profundas dentro del sistema epitermal. Esto parece consistente con el mayor contenido en metales base y la alta relación Ag/Au (1.21, Villota, 1973) existente.

#### Referencias

- Apalategui, O., Higuera, P. (1983): Hoja MAGNA 853, IGME.  
Arribas, A. (1978): *Studia Geol.*, 14, 223-260.  
Bagby, W.C., Berger, B. (1985): *Geol. Geoch. Epithermal Systems*, 169-202. *Soc. Econ. Geol.*, vol. 2.  
Barton, P., Skinner, B. (1979): *Geoch. Hydr. Ore Deposits*, 2 ed., pp. 278-403, J. Wiley.  
Berger, B. (1985): *U.S.G.S. Bull.*, 1693, 175.

IGME (1988): Mapa Metalogénico de España, no67-68 (en prensa).  
 Schemerhorn (1982): Com.Serv.Geol.Port., 68-1,91-149.  
 Varekamp, J.C., Buseck, P.R. (1984): Geo.Cosmo.Acta, 48, 177-185.  
 Vazquez, F., Fernandez Pompa, F. (1976): Mem. IGME, 89, 130 pp.  
 Villota (1973): Proyecto Fin de Carrera. ETSIM Madrid.

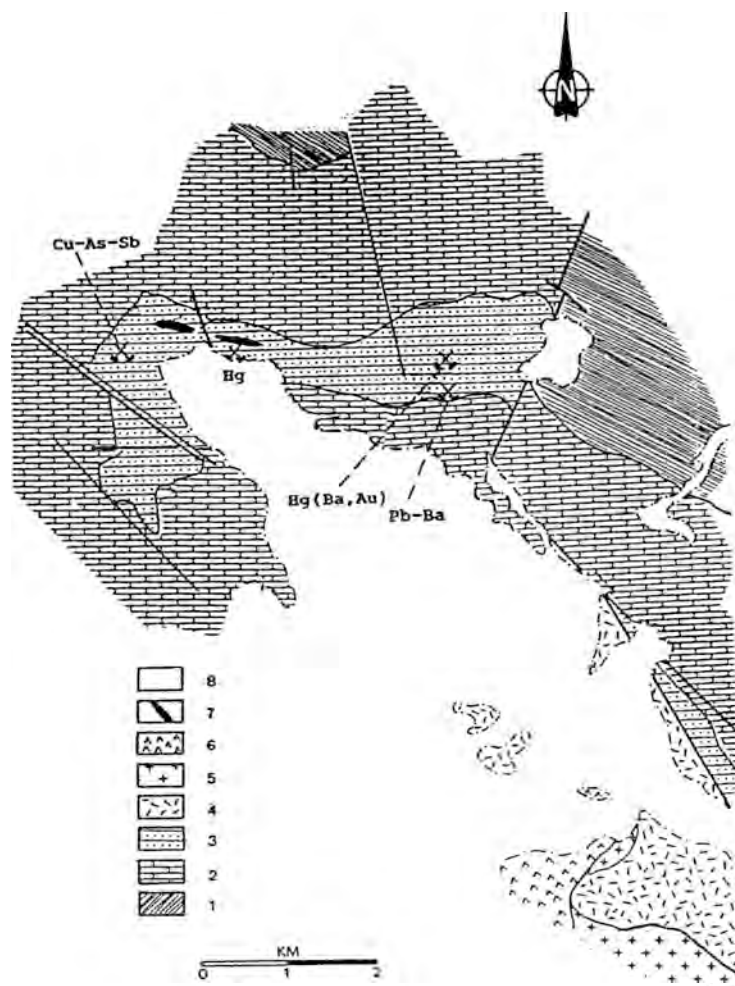


FIGURA I.- Encuadre geológico de las mineralizaciones del área de Usagre. (1) Pizarras y areniscas (Fm. Torreárboles, Precámbrico Sup. - Cámbrico Inf.) (2) Calizas (Cámbrico Inf.) (3) Calizas con int. de pizarras y sílex (Cámbrico Inf.) (4) Conglomerados, pizarras, areniscas (Carbonífero Inf.) (5) Rocas ígneas subvolcánicas ácidas (Carbonífero) (6) Rocas ígneas subvolcánicas básicas (Carbonífero) (7) Filones de cuarzo (8) Postpaleozoico. Tomado de la cartografía MAGNA, Hojas 1/50000 nos 854, 855, 876, 877. Indicios del Mapa Metalogénico de España escala 1/200000 (1988).

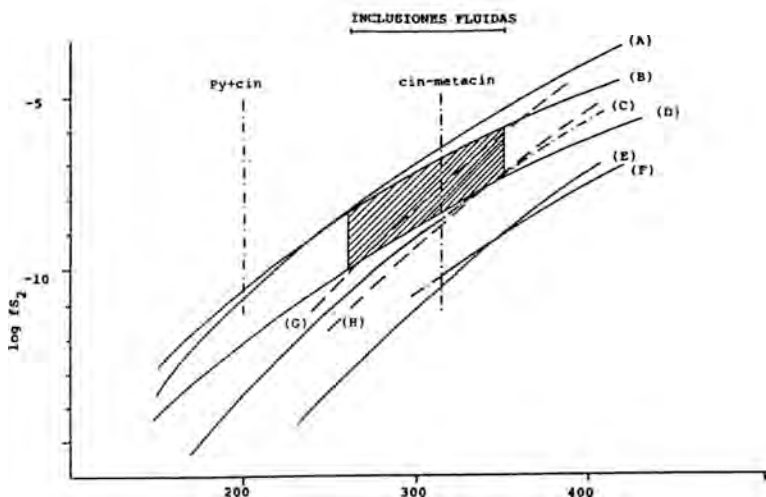


FIGURA II.- Campo de estabilidad de la paragénesis en el espacio T-fS<sub>2</sub>. (A) bornita+pirita = calcopirita+S<sub>2</sub> (B) Lim.sup.estabilidad tetraedrita (C) cinabrio = mercurio+S<sub>2</sub> (D) Lim.inf.estabilidad tetraedrita (E) pirita = pirrotina+S<sub>2</sub> (F) metacinabrio = mercurio+S<sub>2</sub> (G) y (H) Isopleteras de la esfalerita para 0.5% y 0.1%Fe respectivamente.

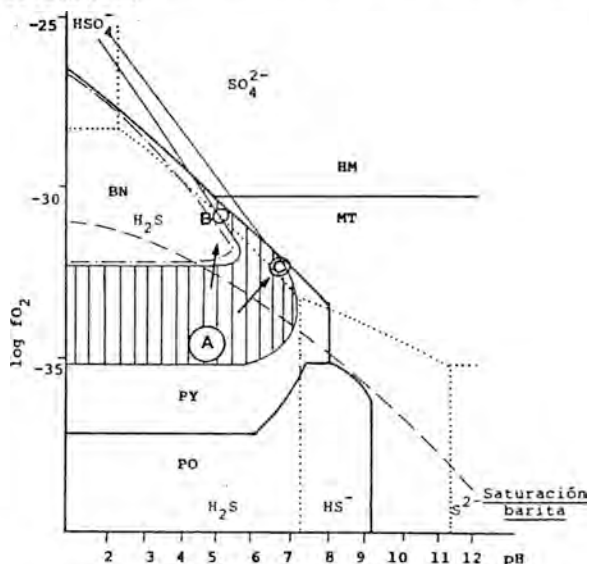


FIGURA III.- Estabilidad de la asociación mineral de Usagre en un diagrama fO<sub>2</sub>-pH. El área rayada representa los log fS<sub>2</sub> definidos en la figura II a 300 C y mES=0.05 en las condiciones definidas por las inclusiones fluidas (mNa=4.0); asumidos mK+=0.5, mCa =mMg =mBa =0.001. El punto (A) representa un fluido hipotético de partida que por evolución hacia (B) (paragénesis A) precipita cinabrio, oro y barita por mezcla con aguas meteóricas y pH ligeramente ácidos por efecto de la oxidación H<sub>2</sub>S a SO<sub>4</sub> y silicificación. (C) representa una evolución hacia pH más básicos (poca mezcla con aguas meteóricas y poca silicificación) con precipitación dominante de galena, barita y oro? (paragénesis B).

CONTRIBUCION AL ESTUDIO DE LA METALOGENIA DEL SECTOR DE  
HERRERIAS-SIERRA ALMAGRERA

MARTINEZ FRIAS, J.(1); GARCIA GUINEA, J.(1); LOPEZ RUIZ, J.(1)  
Y LOPEZ GARCIA, J.A.(2)

(1) Dpto. Geología. Museo Nacional Ciencias Naturales. C.S.I.C.  
Madrid.

(2) Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ. Complutense Madrid.

Los yacimientos de Herrerías y Sierra Almagrera, están constituidos por 1) pequeñas venas e impregnaciones en las margas arenosas, areniscas y niveles de yesos de edad Messiniense y 2) filones y brechas filonianas, que encajan fundamentalmente en los esquistos grafitosos, esquistos cuarcíticos y cuarcitas de la base del Complejo Alpujarride (Sierra Almagrera). Estas mineralizaciones están relacionadas con el volcanismo de tipo shoshonítico, con el que están espacialmente asociadas.

Los resultados obtenidos indican la existencia de sulfuros de metales base (galena, calcopirita, pirita y esfalerita), sulfosales de la serie de las platas rojas, en forma de pequeños cuerpos de desmezcla en patrones de galena, y de Cu-Ag-Sb y Pb-Cu-Sb, asociadas a la etapa de Cu-Zn-Fe. Los minerales de la ganga, son fundamentalmente baritina, cuarzo y carbonatos, principalmente ankerita y siderita.

Las alteraciones hidrotermales mas frecuentes son silicificación, sericitización y carbonatización, con cloritizaciones esporádicas en algunos puntos. Los aspectos mas representativos sobre los materiales encajantes y sus alteraciones son los siguientes a) asociación de óxidos de Fe-sericita, b) cristales radiales de baritina relacionados con los carbonatos y óxidos de Fe, c) zonación y secuencia en los rellenos de las microfracturas, con los carbonatos como últimos representantes de la entrada de fluidos, d) silicificaciones con formación de agregados de cuarzo tipo mosaico, de grano fino, e) asociaciones de cuarzo - sericita y f) impregnaciones de óxidos de Fe entre los planos de exfoliación de los minerales micáceos.

Se ha detectado la presencia de bacterias en la cuenca de sedimentación, responsables de la formación de pirita y esfalerita?.

## LA MINERALIZACION DE ALPARTIR

OSACAR SORIANO, M.C. Y BESTEIRO RAFALES, J.  
Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza.

**ABSTRACT.**- A Cu-Sb mineralization has been often quoted in the Paleozoic near Alpartir (Zaragoza). In this work several minerals have been described in this area : chalcostibite, tetrahedrite, pyrite and chalcopyrite, with gangue of siderite and quartz, which would have been deposited in two stages. Goethite, hematite, azurite and malachite have been found as a consequence of the weathering of the deposit. Minor amounts of barite also occurs in this area, without close relationship with the Cu-Sb minerals.

### Introducción

En los macizos paleozoicos de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica existen numerosos indicios metálicos citados desde antiguo. En su mayoría corresponden a mineralizaciones filonianas de escasa importancia que han sido explotadas ocasionalmente. Una de ellas está situada en el término municipal de Alpartir (provincia de Zaragoza), en las estribaciones nororientales de la Sierra de Algairén (Fig. 1), donde aún se conservan restos de labores mineras del siglo pasado. Según la bibliografía la explotación se realizó sobre filones de cobre gris argetífero para beneficiar la plata.

La primera descripción rigurosa de los filones es de Mallada (1896) que cita hasta una docena de ellos, emplazados en el Silúrico, en su mayoría con potencias de unos 20 cm. hasta 40 cm., aunque hay alguno que llega a 1 ó 2 m. La mineralogía que describe es de ganga de cuarzo con hidróxidos de hierro, piritas de cobre, carbonatos, nódulos de cobre gris y algo de baritina. La explotación ya había sido abandonada hacía tiempo y el rendimiento obtenido fue de 8 onzas de plata por quintal (aproximadamente unos 5 gr. de plata por Kg.).

Calderón (1910) se refiere a dicha mineralización como "pana basa antimonial y argentífera", situándola en el límite del Silúrico con el Triásico.

Ferrando (1918 y 1927) describe la mineralización de Alpartir dentro del conjunto de la Sierra de Algairén, como cobre gris antimonial argentífero, término utilizado como sinónimo de panabasa amorfa, con siderita y bornita, emplazada en pizarras silúricas, con un máximo de 600 gr. de plata por cada 50 Kg. de mena. La mina ya estaba inundada e inaccesible entonces. Le atribuye un origen hidrotermal epigenético por no haber encontrado rocas eruptivas próximas que pudieran responder de su origen.

## Descripción del área

La mineralización está situada en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, en la parte central de la Unidad de Herrera. Dicha Unidad, constituida por materiales del Cámbrico superior, Ordovícico, Silúrico y Devónico, se extiende de NO a SE, limitada al E por el Terciario del valle del Ebro, y al O por el cabalgamiento de los materiales de edad Cámbrico superior y medio de la Unidad de Badules (Capote et al., 1983).

Dentro de la Unidad de Herrera la mineralización de Alpartir se localiza en su parte central, en la llamada zona estructural de Algairén (Vilchez Bartolomé, 1983). Esta zona está constituida por un sinclinatorio formado por anticlinales y sinclinales de dirección NO-SE a ONO-ESE, y contiene los materiales más antiguos de la Unidad (Hernández Samaniego et al., 1980).

El encajante de la mineralización son las pizarras grises con bancos de arenisca de la Alternancia Inferior, de edad Ordovícico inferior -Formación Castillejos (Villas, 1985). La mineralización metálica aparece justamente en la terminación periclinal de un anticlinal de dirección NO-SE que se hunde hacia el NO (Fig.2)

## Descripción de la mineralización

La principal mineralización se sitúa a unos 2 Km. al O del pueblo de Alpartir, donde quedan restos de la explotación. Está emplazada en una fractura de dirección N115E con fuerte tectonización del encajante, que produce brechas de cuarzo y se asocia a una gran ferruginización en los alrededores de la mineralización. Se han encontrado óxidos de hierro y pequeñas cantidades de baritina en cristales laminares de menos de 1 cm. de tamaño, dispuesto en rosetas sobre óxidos de hierro, y situados en diaclasas en el encajante en la terminación nororiental del filón.

Por estar inaccesible la mina se han recogido minerales en la escombrera, que se han estudiado por difracción de rayos X para su identificación, y también por microscopía de luz reflejada.

Los minerales metálicos identificados son: calcoestibina ( $\text{CuSbS}_2$ ) mayoritariamente, junto a cantidades menores de tetraedrita ( $(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ ) y pirita, con algo de calcopirita. La ganga es de cuarzo y siderita; existen pequeñas cantidades de baritina del mismo tipo que la encontrada en el encajante, en cristales algo mayores. La goethita aparece asociada a toda la mineralización, y ocasionalmente se encuentra hematites.

En la zona denominada de Valsordo, citada ya por Mallada (1896) como continuación del filón de Alpartir, y situada a unos 2 Km al SE de la mineralización principal, se ha encontrado siderita junto con minerales de alteración de cobre y hierro: goethita, azurita y malaquita, pero no aflora la mineralización metálica.

Se ha ensayado también sobre el mineral metálico la presen-



Figura 1. Localización del Paleozoico en la Cadena Ibérica Oriental (basado en Capote et al., 1983).

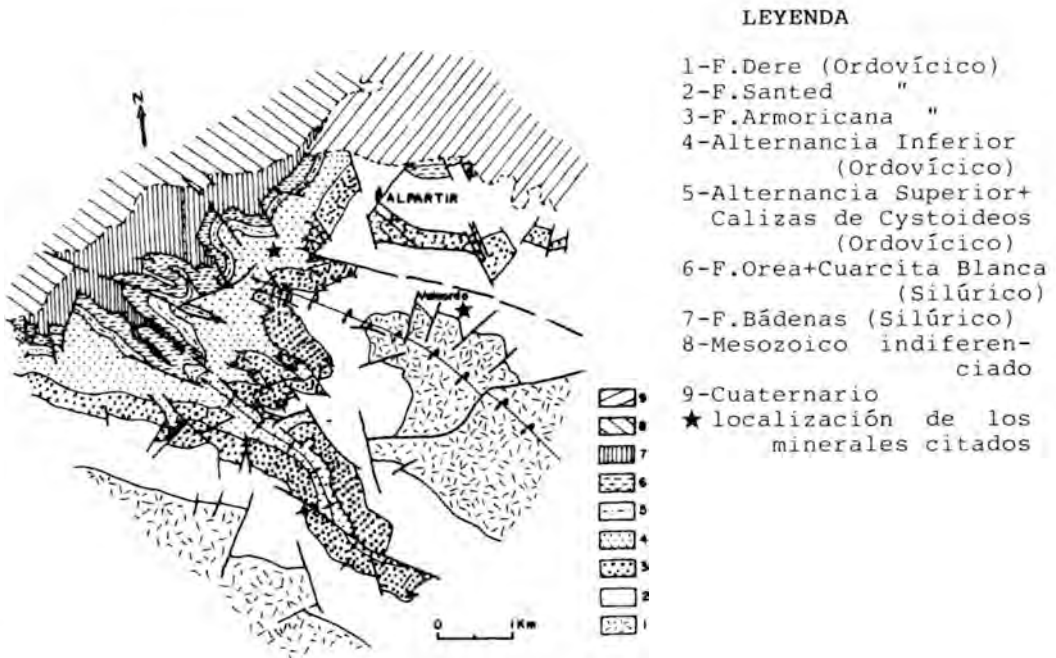


Figura 2. Esquema geológico de los alrededores de Alpartir (tomado de Villas, 1985).

cia de arsénico, por reacción con molibdato amónico, que dio resultado positivo, pudiendo el As estar incluido en la tetraedrita.

### Discusión sobre la génesis

Las relaciones observadas entre las distintas fases minerales, tanto en el campo como en el microscopio, se han interpretado como resultado de varias etapas de mineralización:

1) Se depositan siderita y cuarzo sucesivamente, seguidos de la tetraedrita.

2) La pirita se dispone alrededor de la siderita y del cuarzo, y después aparecen la calcoestibina y la calcopirita. La goethita se produce por alteración de los minerales ferríferos.

3) La baritina penetra a favor de diaclasas y espacios abiertos, donde se deposita junto con goethita.

4) La alteración supergénica de los minerales de Cu junto con la siderita produce malaquita, azurita, goethita y hematites.

En cuanto a su situación hay que destacar que la fractura sobre la que se sitúa la mineralización tiene la misma dirección que las correspondientes a mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (Osácar et al., 1984). Además su localización, en la terminación periclinal de un anticlinal es semejante a la que presentan algunas de las mineralizaciones de la Unidad (Cardellach et al., en prensa).

*AGRADECIMIENTOS: Las autoras agradecen a Dña. Angels Canals i Sabaté su ayuda en el estudio de los minerales por microscopía de reflexión.*

### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- CALDERON, S. (1910), Los minerales de España, Junta para ampliación de estudios e investigaciones científicas. Madrid.
- CAPOTE, R. y GONZALEZ LODEIRO, F. (1983), Libro Jubilar J.M. Ríos, I.G.M.E., 1, 513-529. Madrid.
- FERRANDO, P. y de ZUAZO, J.L. (1918), Bol. R. Sociedad Española de Historia Natural, XVIII, 400-401.
- FERRANDO, P. (1927), Anales de la Universidad de Zaragoza, fasc. 1, IX, 26-37.
- HERNANDEZ SAMANIEGO, A., ARAGONES VALLS, E., AGUILAR TOMAS, M. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1980), Explicación de la Hoja 410. La Almunia de Doña Godina. I.G.M.E., Madrid.
- MALLADA, L. (1896), Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, II, Madrid.
- OSACAR SORIANO, M.C., BESTEIRO RAFALES, J. y POCIVI JUAN, A. (1986), Boletín Sociedad Española Mineralogía, 9, 383-389.
- VILCHEZ BARTOLOME, J.F. (1983), Resúmenes de Tesinas 1983-1984, Secretariado de publicaciones, Univ. Zaragoza, 195-205.
- VILLAS PEDRUELO, E. (1985), Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza, 1, Zaragoza.



## GENESIS DEL FILON RIGROS (GIRONA): DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS Y TIERRAS RARAS

CANALS I SABATE, A.

Dpt. Cristalografía-Mineralogía i Deposits Minerals. Univ. Barcelona.

En las Cadenas Costeras Catalanas existen numerosos filones de F-Ba encajados en el zócalo hercínico y geométricamente asociados a la paleosuperficie triásica. El filón de Rigros encaja en la granodiorita tardihercínica del Macizo del Montseny, presenta una dirección N050-090 y unas dimensiones de  $700\text{m} \times 160\text{m} \times 0.5-3\text{m}$  (Font, 1983).

El relleno esta formado basicamente por fluorita y cuarzo, con baritina, calcita, galena y calcopirita en menor cantidad. Los fluidos mineralizantes se han estudiado a través de las inclusiones fluidas y las tierras raras de las fluoritas.

### Inclusiones fluidas.

Las temperaturas eutécticas próximas a  $-60^\circ\text{C}$  indican un sistema polisali-no complejo:  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{FeCl}_2$ , ... La fluorita depositada en los primeros estadios de relleno filoniano atrapó una solución salina de 21% peso eq. de  $\text{NaCl}$  ( $T_{\text{im}} = -17^\circ\text{C}$ ) a una temperatura aproximada de  $100^\circ\text{C}$ . El resto de la fluorita del filón creció en una solución salina de 17% peso eq.  $\text{NaCl}$  ( $T_{\text{im}} = -12^\circ\text{C}$ ) a temperaturas entre  $160$  y  $210^\circ\text{C}$ . No se han observado soluciones de carácter intermedio. No existe correlación entre la temperatura de homogeneización y el tamaño de las inclusiones ( $-0.2$  sobre 250 inclusiones), por lo que se han descartado procesos de recristalización. El carácter bimodal de los fluidos debe atribuirse al proceso genético:

- mezcla de soluciones de densidad diferente sin interfase entre ellas, circulando la más caliente y menos salina ( $\rho = 0.97$ ) por el centro del filón, y la más fría y salina ( $\rho = 1.10$ ) por las paredes del filón y fracturas adyacentes,
- dos fluidos sucesivos en el tiempo y procedentes de reservorios sensiblemente diferentes.

### Tierras raras.

Todas las muestras presentan anomalía negativa en Ce (0.51 a 0.90) y en Eu (0.87 a 1.01, excepto una muestra). El fraccionamiento total, materializado por la relación  $\text{La}/\text{Yb}$  varía de 2.88 a 6.27, con un valor medio de 4.21, y el de las tierras raras ligeras ( $\text{La}/\text{Sm}$ ) varía de 2.31 a 0.72. Existe correlación muy significativa (0.88) entre ambos fraccionamientos ( $\text{La}/\text{Yb} - \text{La}/\text{Sm}$ ) y significativa (-0.82) entre el fraccionamiento total y la anomalía de Ce ( $\text{La}/\text{Yb} - \text{Ce}/\text{Ce}^*$ ).

A grandes rasgos la morfología de los espectros se asocia a la de una campana, comparable con la de ciertas formaciones de fluoritas del Tarn, de Vosges y de Maine, de los filones del Macizo Central Francés (Jebrak, 1984). En el diagrama  $\text{Tb}/\text{Ca} - \text{Tb}/\text{La}$  de Möller et al. (1976), las fluoritas del filón Rigros se sitúan en el dominio hidrotermal.

\*dirección actual: Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Univ. de Zaragoza.

### Discusión.

Un análisis cluster que comprende datos de las inclusiones fluidas (T,Um, Th) y datos de las tierras raras (La/Yb, La/Sm, Yb/Cd) ha permitido visualizar dos familias de muestras. Dos posibles modelos permiten explicar las relaciones halladas:

A) evolución de un mismo fluido hacia temperaturas más elevadas y salinidades menores, dentro de un reservorio cerrado (incremento de la relación La/Yb a lo largo de la cristalización). Aunque la disminución de la anomalía en Eu (Eu/Eu\*) podría explicarse por el aumento de la temperatura (Sverjensky, 1984), es difícil explicar en este modelo el aumento de la anomalía de Ce sin evocar un incremento paralelo de la  $fO_2$ . Estas variaciones de T y  $fO_2$  no explican la ausencia de soluciones intermedias,

B) dos fluidos sucesivos en el tiempo y procedentes de reservorios sensiblemente diferentes. La disminución de la anomalía de Eu se explicaría por el aumento de la temperatura, al pasar de un fluido I (100°C y 21% peso eq. de NaCl) a un fluido II (160 - 210°C y 17% peso eq. de NaCl), mientras que el incremento de la anomalía de Ce se explicaría porque el fluido II estaría empobrecido en Ce con respecto al fluido I. Este modelo explicaría la ausencia de un fluido de temperatura intermedia entre el fluido I y II.

### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- FONT, X. (1983), Tesis doctoral. Dpto. Prospección Geológica y Geofísica. Facultad de Geología. Univ. de Barcelona.
- JEBRAK, M. (1984), Documents du BRGM, n°99.
- MÖLLER, P., PAREKH, P.P. y SCHNEIDER, H.J. (1976), Mineral. Deposita, 11, 111-116.
- SVERJENSKY, D.A. (1984), Earth and Planetary Science Letters, 67, 70-78.

## GENESIS DEL FILON ATREVIDA (TARRAGONA): DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS E ISOTOPOS DE AZUFRE

CANALS, A.(1); CARDELLACH, E.(2) Y AYORA, C.(1)

(1) Dpt. Cristalografía-Mineralogía i Deposits Minerals. Univ. Barcelona.

(2) Dpt. Geología. Univ. Autònoma Barcelona

Encajados en el zócalo hercínico y ocasionalmente en la base del Triásico de los Catalánides se encuentran numerosos filones con baritina. La mina Atrevida, situada a unos 100 km al S de Barcelona es un ejemplo de ellos (Melgarejo y Ayora, 1985a). Es un filón de 3000x200xl a 6 m, que encaja en la serie carbonífera, un leucogranito tardihercínico y la base de los red-beds triásicos. La formación del filón tuvo lugar en una falla activa, contemporáneamente a la sedimentación de la facies Buntsandstein.

La mineralogía del relleno filoniano ha sido descrita en detalle por Melgarejo y Ayora (1983b). Esencialmente está formada por cuarzo y fluorita I en los niveles inferiores y baritina con bandeado simétrico en los superiores. La baritina contiene pequeñas cantidades de fluorita II y galena I. También se halla baritina cementando porosidades en conglomerados y areniscas basales del Buntsandstein. La baritina filoniana se halla brechificada y cementada por una asociación metálica compleja (esfalerita II-III, galena II-III, arseniuros y sulfuros de Ni, plata nativa, etc.). Estos minerales presentan texturas esqueléticas y esferulíticas, características de rápido crecimiento en condiciones de desequilibrio. La coexistencia de los equilibrios de sulfidación plata nativa-acantita y millerita-siegenita indica unas temperaturas de deposición de +93° C (log aS<sub>2</sub>=-22) para la paragénesis metálica.

La fluorita que se halla en la baritina bandeada presenta inclusiones fluidas con temperaturas de homogeneización alrededor de +115°C y una salinidad del 21% en peso eq. de NaCl. Eutécticos de -60°C indican la existencia de CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>, FeCl<sub>2</sub> y/o KCl. Las inclusiones fluidas de la esfalerita tardía (III) indican una formación a partir de fluidos similares con salinidad ligeramente más elevada (-22.5% en peso eq. de NaCl) y temperaturas de homogeneización de -87°C, concordante con los datos geotermométricos de sulfidación, lo que confirma además una baja presión de formación, indicada por la estructura geológica.

La composición isotópica del azufre de la baritina varía entre +14,04 y +17,69% . Los valores más pesados se han encontrado en los niveles inferiores del filón. El cemento barítico del Buntsandstein tiene un  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$  de +15,42% y el yeso del techo de la citada facies ha dado un valor de +15,31% . Este

-----  
(\* Dirección actual: Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

último dato es el esperado para un sulfato evaporítico de edad triásica inferior. Podemos afirmar, pues, que el azufre de la baritina es de origen marino.

La galena I que se halla en los niveles superiores tiene un  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Ga}} = -6,8\%$  mientras que la galena tardía (II-III), la cual presenta texturas de desequilibrio y crecimiento rápido, tiene valores de  $\delta^{34}\text{S} = -15,7\%$ . Este valor es coherente con una fuente de azufre relacionada con la deposición de la baritina (fluido I:  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = +15\%$  y  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = -35\%$ ). El azufre de la galena I no puede tener el mismo origen dado que la diferencia entre  $\delta^{34}\text{S}_{\text{GaI}}$  y  $\delta^{34}\text{S}_{\text{GaII}}$  no puede explicarse por cambios físico-químicos en la evolución del fluido.

En consecuencia es probable que un fluido de origen evaporítico (fluido I:  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = +15\%$  y  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = -35\%$ ) que circuló hacia una fractura distensiva diera lugar a la deposición de la baritina, al mezclarse con otro fluido (fluido II:  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = +3\%$ ) que transportaría el bario junto con los demás metales. Los valores más pesados de  $\delta^{34}\text{S}$  en las baritinas más profundas pueden ser causados por una estratificación en profundidad de las soluciones, como consecuencia de diferencias en salinidad. Ello daría lugar a un aumento del  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$  por reducción parcial del sulfato a  $\text{H}_2\text{S}$ .

Los valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{GaI}}$  se explican por la existencia de dicho fluido II, más profundo. Se trata de una salmuera con más del 21% en peso eq. de NaCl que transportaría los metales filonianos. La mezcla con el fluido I depositaría baritina en los niveles superiores, mientras que en los momentos en que el sistema estuviera invadido por la salmuera profunda sin aporte del fluido I, precipitaría galena I y fluorita a una  $T \approx 115^\circ\text{C}$ . Un movimiento brusco de la falla provocó la brechificación y aumento de la permeabilidad junto con un aumento importante en el flujo del fluido II (profundo), al tiempo que se produjo una mezcla rápida con las soluciones subsuperficiales. En este momento tuvo lugar la precipitación de los arseniuros y sulfuros, los cuales toman el azufre del fluido I ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = -35\%$ ). Ello explica los valores de  $\delta^{34}\text{S} = -15\%$  para dichos minerales. Este proceso tendría lugar a una temperatura de alrededor de  $90^\circ\text{C}$ .

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- MELGAREJO, J.C. y AYORA, C. (1985a). - Rev. Inv. Geol., 40: 85-102  
MELGAREJO, J.C. y AYORA, C. (1985b). - Rev. Inv. Geol., 41: 47-65

## MINERALIZACIONES FILONIANAS DE BARITA-FLUORITA-CUARZO-(METALES DE BASE-AG) DEL SECTOR CENTRO-OCCIDENTAL DEL SISTEMA CENTRAL

MAYOR, N.; LUNAR HERNANDEZ, R. Y OYARZUN MUÑOZ, R.  
Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Univ. Complutense Madrid.

ABSTRACT.- This paper describes the late-Hercynian epithermal vein type Ba-F-quartz-(base metal sulphides and minor Ag sulfosalts) deposits of the Spanish Central System. Hydrothermal alteration-mine realization display a zoning pattern including the following assemblages (from the flanks of the vein towards the "fresh country rock"): silicification, quartz-sericite ( $\pm$  smectite) and propylitic alteration. Ba, Ag and the alteration envelope increase toward the top of the vein systems, while F increases toward the bottom.

### LAS MINERALIZACIONES

En el sector centro-occidental del Sistema Central Español (Fig. 1) existe un grupo de mineralizaciones de barita y fluorita acompañadas por sulfuros de Pb-Cu-Zn-(sulfosales de Ag) de carácter filoniano que encajan principalmente en materiales graníticos de edad carbonífero, que varían desde tipos cuarzodioríticos hasta granitos s.s., siendo las adamellitas el tipo más frecuente de roca encajante.

La actividad minera en la zona tuvo cierta importancia a finales del siglo pasado y comienzos de éste, centrándose en la extracción de Pb y Ag. Posteriormente en la década de los 70 se reanudaron algunas de estas labores para la extracción de barita. Los filones se emplazan a favor de dos sistemas de fracturación principal: N70E y N110-120E.

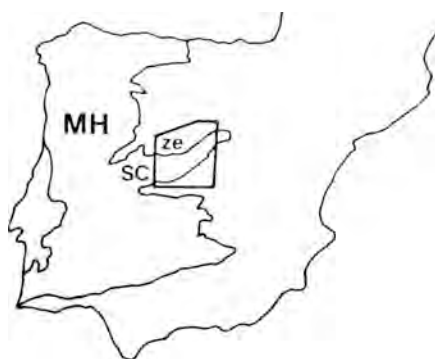


Fig. 1: Ubicación de la zona de estudio. MH: Macizo Hespérico, SC: Sistema Central, ZE: Zona de estudio.

El estudio de los distintos yacimientos e indicios ha permitido diferenciar distintas disposiciones texturales y estructurales de la mineralización, la cual presenta una gran diversidad morfológica intrafiloniana en lo que se refiere al modo y secuencia de emplazamiento de los minerales, reconociéndose hasta dos etapas de barita y tres de cuarzo.

El principal mineral hipogénico es la barita, que se asocia a galena y muy subordinadamente a pirita, calcopirita, esfalerita, marcasita, freibergita, pearceita, bismuto, bismutina y "argentobismutina". La fluorita es un mineral presente sólo en algunas mineralizaciones, aunque puede llegar a constituir el mineral principal. Rasgos composicionales de algunos de estos minerales se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1: Fórmulas experimentales\* para distintos minerales presentes en las mineralizaciones estudiadas.

Mineral	Fórmula	n° de análisis
Barita	$Ba_0.97-1.00Sr_{0.02}-0.06S_{0.97}-0.99O_4$	7
Esfalerita	$Zn_{0.98}-1.02Fe_{0.00}-0.02Cd_{0.00}-.01S$	6
Galena	$Pb_{0.98}-0.99Cu_{0.00}-0.01Fe_{0.01}S$	2
Calcopirita	$Cu_{0.93}Fe_{0.93}Zn_{0.07}S_2$	1
Pearceita	$(Ag,Cu)_{16.38}As_2.52S_{11}$	1
Freibergita	$Cu_{8.48}Ag_{1.47}Zn_{1.63}Fe_{0.35}As_{0.33}Sb_{4.21}S_{13}$	1
Bismutina	$Bi_{1.93}Cu_{0.06}Pb_{0.03}Fe_{0.04}S_3$	1
Ag-Bismutina	$Bi_{1.83}Ag_{0.33}Cu_{0.09}S_3$	1

\*: Microsonda electrónica JEOL 50, sistema EDS, Leeds.

Temperaturas de homogenización medidas en cuarzo asociado a estas mineralizaciones muestran un rango epitermal para éstas (Martínez et al., 1988).

Las mineralizaciones se presentan acompañadas por distintas fases de alteración hidrotermal: silicificación, cuarzo-sericita ( $\pm$  esmectita), y propilitización. Bajo un punto de vista espacial se puede inferir un esquema zonal de los procesos de alteración-mineralización (Fig. 2). Así, a nivel químico y mineralógico, la zonalidad se expresa por un mayor desarrollo de barita y minerales de Ag y Bi en los niveles superiores, y de fluorita en los inferiores, tendiendo a desaparecer la alteración cuarzo-sericítica en profundidad.

Resulta prematuro aún establecer con relativa seguridad un modelo genético para estas mineralizaciones, estudio que se encuentra en estos momentos en vías de realización, no obstante, a manera de hipótesis de trabajo, en base a los antecedentes geológicos de que se dispone así como a través de la comparación con otras mineralizaciones de este tipo (Pennines Ore Field, Inglaterra; Brown, 1987) se puede proponer que las mineralizaciones de barita del Sistema Central se originaron por efecto de un sistema hidrotermal de tipo

epitermal desarrollado durante los últimos episodios magmáticos de la etapa tardi-hercínica.

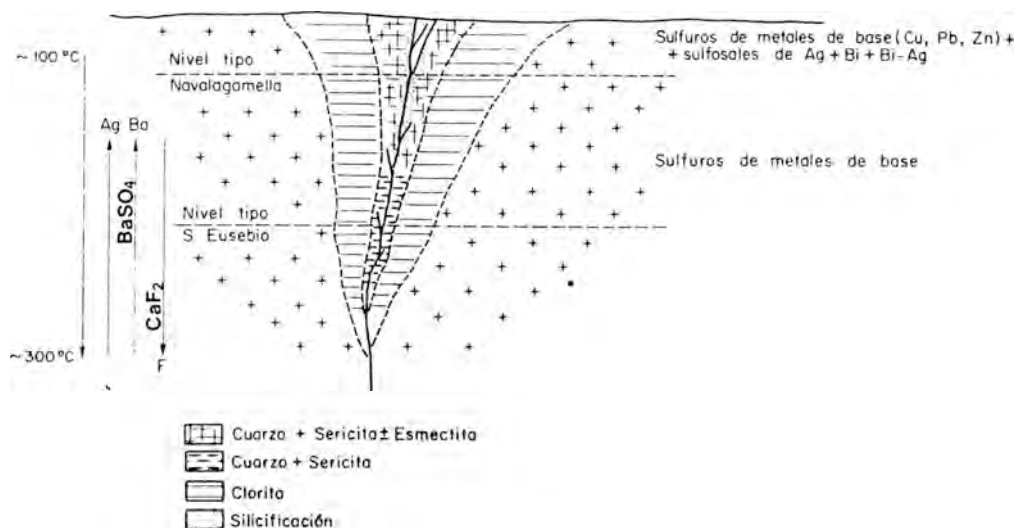


Fig. 2: Esquema idealizado de la zonalidad de la alteración-mineralización. Escala horizontal exagerada.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BROWN, G.C., IXER, R.A., PLANT, J.A. y WEBB, P.C. (1987).- Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B), 96: 65-76.
- MARTÍNEZ FRIAS, J., OYARZUN, R., MAYOR, N., LUNAR, R. y VINDEL, E. (1988).- Bol. Soc. Española de Mineralogía, 11-1, 27-34.

## EL FILÓN DE BARITA DE VILLAVICIOSA DE CORDOBA

HERNANDEZ, M.J.; MIRAS, A. Y GALAN, E.  
Dpto. Geología. Univ. Sevilla.

El área de Villaviciosa de Córdoba se encuentra en el denominado "Eje magmático de Villaviciosa - La Coronada", que constituye la prolongación de la falla de Azuaga, posible límite entre las Zonas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica.

La zona se caracteriza por la presencia de numerosos indicios de barita, muchos de los cuales han dado lugar a pequeñas explotaciones, aunque en la actualidad son pocas las que permanecen en activo. A pesar de su abundancia y de los trabajos mineros, estos depósitos son en general mal conocidos.

El yacimiento estudiado está constituido por un filón asociado a una importante fractura subvertical de dirección aproximada N80°-85°E, que afecta a distintos materiales del citado Eje magmático. Los encajantes son básicamente de tres tipos: a) tobas, cineritas y pizarras, atravesadas por diques de rocas ácidas o básicas del Precámbrico superior, b) rocas plutónicas básicas de composición fundamentalmente gábrica, y c) rocas plutónicas ácidas de carácter alcalino, constituidas por diques subvolcánicos de distinta potencia y desarrollo, cuyo mayor representante es el microgranito granofídico de Peñas Pardas, que intruye a todas las rocas citadas anteriormente. La barita está siempre asociada a este granito.

Los trabajos de explotación ponen de manifiesto que el filón tiene una morfología arrosariada, en bolsadas irregulares de hasta 7 m de potencia, que puede prolongarse unos 20 a 25 m, para adelgazarse hasta espesores menores a un metro.

La barita se presenta formando agregados radiales de cristales tabulares de 3 a 4 cm o mayores, de color blanco o rosado. En ocasiones se encuentra masiva, y también como cemento de brechas de rocas graníticas. Los minerales fundamentales de la paragénesis son barita, cuarzo y calcita. Ocasionalmente, y con carácter completamente accesorio, puede aparecer calcopirita, piritita, malaquita y fluorita, además de óxidos de hierro y manganeso. El contenido en SO<sub>4</sub>Ba alcanza el 95%.

La asociación sistemática de la barita con los granitos Peñas Pardas, así como la coincidencia de la dirección del filón con la del emplazamiento de numerosos diques asociados a la intrusión alcalina, nos inclina a valorar la importancia de un mineralotecto tectónico en la zona, así como la relación genética con los granitoides antes citados.



## LA MINERALIZACION DE BARITINA DE PURROY (ZARAGOZA): ESTUDIO ESTRUCTURAL Y GEOQUIMICO

OSACAR SORIANO, M.C.; BESTEIRO RAFALES, J. Y POCOVÍ, A.  
Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza.

### RESUMEN

Se trata de una mineralización filoniana de baritina, situada en el término de Purroy (provincia de Zaragoza), dentro del Paleozoico de la parte oriental de la Cordillera Ibérica.

La mineralización, emplazada en cuarcitas y areniscas del Ordovícico, se compone de un conjunto de filones, de tamaños diversos, dispersos en un área de unos 3 Km.<sup>2</sup>; se han explotado hasta una decena de ellos, de potencia y corrida variadas.

La mineralización de Purroy se encuentra situada en la zona estructural de Morata, en la Unidad de Herrera. Esta zona contiene fundamentalmente materiales de la Serie Ibérica (Cámbrico), con algo de Ordovícico, Silúrico y Devónico, y constituye un anticlinorio NNO con pliegues de direcciones NNO-SSE a NO-SE, y otros NE-SO (Vilchez, 1983). Dentro de este esquema, la zona de Purroy corresponde a un bloque elevado por medio de fallas (Purroy y Río Grío) entre los materiales mesozoicos de la Fosa de Morés y los de la zona de Ricla. Se caracteriza por la presencia de un cabalgamiento de materiales cámbricos sobre el Ordovícico y Silúrico (Hernández Samaniego et al., 1980).

Las direcciones de los filones se agrupan en un máximo de frecuencia de rumbo ONO-ESE a NO-SE (Fig. 1), coincidiendo parcialmente con las direcciones de las diaclasas del encajante. La dirección predominante de los filones de Purroy es sustancialmente semejante a la de otras mineralizaciones de baritina de la misma región (Osácar et al., 1984 y 1986).

La baritina se presenta tanto masiva como en cristales y agregados radiales de tamaños diversos, asociada a cuarzo y óxidos de hierro, y frecuentemente parece haber sufrido procesos de silificación y brechificación. En algunas ocasiones los contactos con el encajante corresponden a fallas que parecen haber funcionado con posterioridad a la mineralización.

El contenido de Sr en sustitución isomorfa en la baritina se ha determinado por difracción de rayos X. Los valores obtenidos están, mayoritariamente, entre el 1 y el 4 % molar de SrSO<sub>4</sub>, referido al total de (Ba,Sr) SO<sub>4</sub>. Los valores promedio se sitúan entre el 2 y el 3 %, con pequeñas variaciones en función de la posición de la muestra, tanto dentro de perfiles filonianos como a escala de muestra de mano.

Asimismo se ha realizado la determinación cualitativa de los elementos traza presentes en la baritina, por fluorescencia de rayos X.

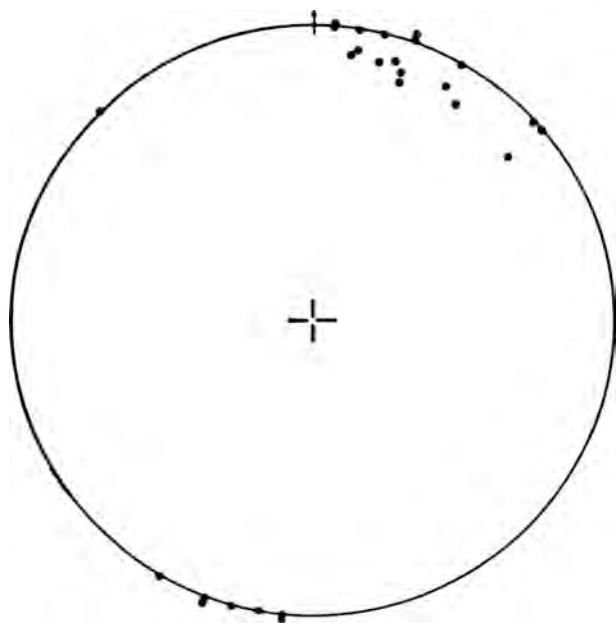


Figura 1.-Representación estereográfica de los filones de baritina.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- HERNANDEZ SAMANIEGO, A., ARAGONES VALLS, E., AGUILAR TOMAS, M. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1980), Explicación de la Hoja 410 La Almunia de Doña Godina. I.G.M.E., Madrid.
- OSACAR SORIANO, M.C. y BESTEIRO RAFALES, J. (1984), I Congreso Español de Geología, II, 613-626.
- OSACAR SORIANO, M.C., BESTEIRO RAFALES, J. y POCIVI JUAN, A. (1986), Boletín Sociedad Española Mineralogía, 9, 383-389.
- VILCHEZ BARTOLOME, J.F. (1983), Resúmenes de Tesinas 1983-1984, Secretariado de Publicaciones, Univ. Zaragoza, 195-205.

## CONTROLES ESTRUCTURAL Y LITOLÓGICO DEL YACIMIENTO DE Pb-Zn DE RUBIALES (LUGO)

ARIAS PRIETO, D.; PEREZ CERDAN, F. Y FERNANDEZ-JARDON CASTRO, L.  
Dpto. Geología. Mina Rubiales EXMINESA.

### ABSTRACT.-

The Rubiales Pb-Zn orebody is the result of the union of two factors which control the precipitation of sulphur and the ankeritic-quartz gangue that accompany them.

. Structural control: Intersection between an  $F_2$  shear zone and a longitudinal fault system  $F_2$ -  $F_3$ .

. Lithological Control: Existence within the Transition Series of limestone beds, permeable and reactive with the mineralizing fluids.

### INTRODUCCION.-

El yacimiento de Pb-Zn de Rubiales se encuentra situado en el Noroeste de la Península Ibérica, al Sureste de la provincia de Lugo, en las inmediaciones de la localidad de Rubiales, que le da nombre.

De acuerdo con la división de la cadena Hercínica de la Península Ibérica establecida por Juliver et al. (1974), el depósito se encuentra dentro de la zona Asturoccidental-leonesa, en el dominio del Manto de Mondoñedo, Marcos (1973).

El yacimiento se emplaza en la Serie de Transición del Cámbrico Inferior, constituida en el área de la mina por una alternancia de calizas y pizarras con algunas intercalaciones de cuarcitas y dolomías. Estas rocas han sufrido una deformación polifásica debida a la orogénesis hercínica, así como un metamorfismo regional plurifacial y polifásico del tipo intermedio a baja presión.

### CONTROLES DE LA MINERALIZACION.-

Del estudio estratigráfico de las Capas de Transición, de la deformación hercínica que han sufrido, así como de la morfología y estructura de la mineralización, se puede deducir que el yacimiento de Rubiales es el resultado de la conjunción de dos factores que controlan la precipitación de los sulfuros y de la ganga cuarzo-anguerítica que los acompaña.

(A) Control Estructural.- El yacimiento se desarrolla en la intersección de una zona de cizalla de fase 2 ("ZV-ZE") con un sistema de fallas normales longitudinales ("G", "D" y "C"), que pensamos corresponderían a la interfase  $F_2$ - $F_3$ . Esto viene puesto de manifiesto por la existencia de dos ejes que se corresponden con las zonas de mayores potencias y leyes del depósito (Fig. 1);

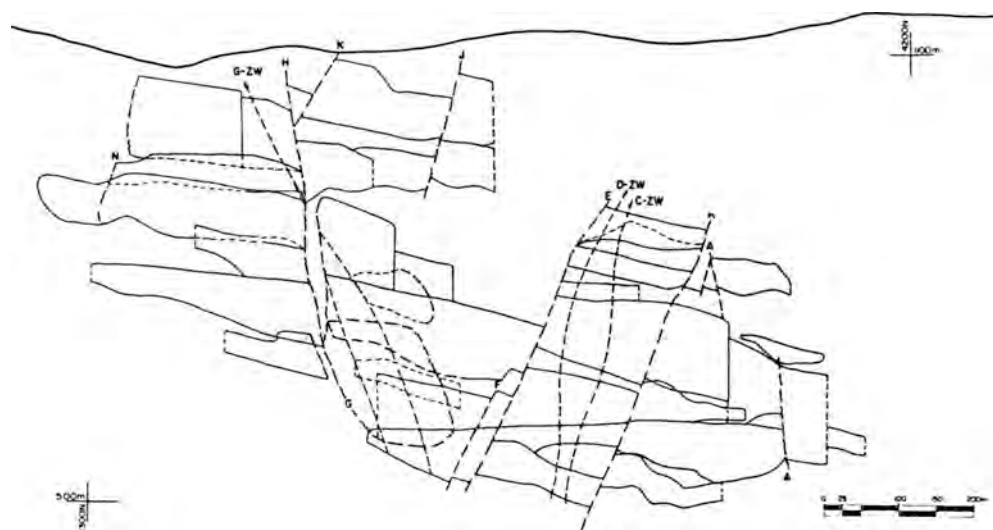


Fig 1 - Sección longitudinal del yacimiento de Rubiales, mostrando la disposición de los ejes estructurales: falla "G"-"ZW" y falla "D"-"ZW" + "C"-"ZW"

el primer eje corresponde a la intersección de la falla "C" con la superficie de cabalgamiento del "ZW", es el más importante, alcanzando la mineralización en su entorno potencias de 30-40m. y leyes medias superiores al 3% Pb y 15% Zn; el segundo eje se sitúa en la confluencia de las fallas "D" y "C" con el "ZW", presentando en esta zona la mineralización potencias de 40-50 m y leyes superiores al 1% Pb y 11% Zn. Estos dos ejes constituirán los "canales" principales por los cuales ascendieron las soluciones mineralizantes y se depositaron los sulfuros; a partir de los mismos, los fluidos se distribuyeron en dirección N-S siguiendo el "plunge" de los pliegues, dentro de los límites de la zona de cizalla preexistente, zona que presentaría unas condiciones de porosidad y permeabilidad favorable a la circulación y depósito de los metales. El resultado de este proceso sería una masa lenticular subvertical de dirección N29W, dirección coincidente con la de la zona de cizalla, que en sección longitudinal muestra dos zonas, con valores máximos en Pb y Zn, coincidentes con los ejes de intersección falla "G"-"ZW" y fallas "D"+"C"-"ZW".

Como controles estructurales secundarios que han favorecido el proceso de infiltración y depósito de los sulfuros tenemos:

- (i) Superficies de estratificación ( $S_0$ )
- (ii) Superficies de esquistosidad ( $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_3$ )
- (iii) Lineaciones de intersección estratificación-esquistosidad
- (iv) Grietas de tensión escalonadas  $F_2$

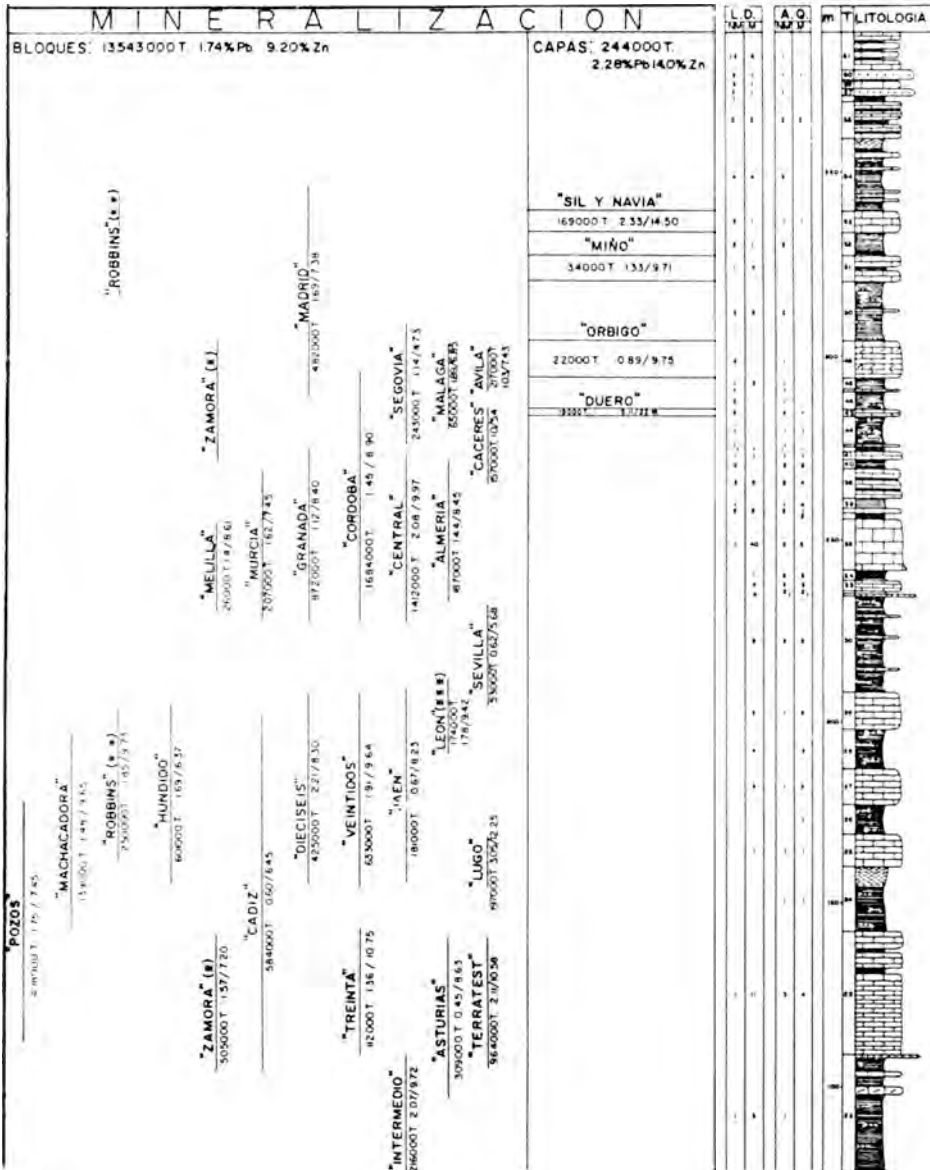


Fig. 2 - Miembro medio de la Serie de Transición (Cámbrico Inferior), mostrando la relación existente entre los niveles originalmente calcáreos y la mineralización.

- (v) Zonas brechificadas asociadas a la superficie de cabalgamiento del "ZW" o de las fallas longitudinales "G", "D" y "C"
- (vi) Fallas inversas de flanco F<sub>3</sub>
- (vii) Cuellos de "boudins" subverticales y subhorizontales de F<sub>3</sub>.

Este modelo quedaría completo con las estructuras post-mineralización que conducirían a la situación actual del yacimiento.

(B) Control Litológico.- La petrografía de las Capas de Transición ha sido el segundo factor determinante en el desarrollo del yacimiento de Rubiales. La existencia de niveles calcáreos, permeables y reactivos con los fluidos mineralizantes, situados entre niveles pizarrosos impermeables y estables, condicionaron la morfología y volumen del depósito. Así, puede verse cómo el 90% del Zn metal y el 75% del Pb aparecen en "QR", distribuyéndose el 10% del Zn y 25% Pb restantes en pizarras, cuarcitas y dolomías (Fig.2).

Las calizas se han comportado como materiales químicamente activos, reaccionando con las soluciones mineralizantes en procesos de reemplazamiento, tales como anqueritización y silicificación, acompañando a este último el depósito de los sulfuros. El resultado de estos procesos es la aparición de unas nuevas rocas que hemos denominado con el término minero de "QR".

Debe destacarse también, cómo dentro de una capa de "QR", generalmente la mineralización tiende a concentrarse, apareciendo leyes más altas en el techo del tramo; esto es particularmente patente en las zonas de borde, en las que puede verse cómo la mineralización llega a desaparecer en el muro de los "QR", mientras se mantiene en el techo de los mismos.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.-

- JULIVERT, M. et al (1972).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E.1:1.000.000, I.G.M.E.
- MARCOS, A. (1973).- Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo, 6, 113 p.

## ESTUDIO GEOQUIMICO EN DOMINIOS DE YACIMIENTOS ESTRATOLIGADOS ZN-PB DEL CRETACICO INFERIOR DE CANTABRIA (ESPAÑA)

BRAVO FERNANDEZ, J.L.(1); GARCIA IGLESIAS, J.(2) Y LOREDO PEREZ, J.(2)

(1) Dpto. Geología. Univ. Oviedo.

(2) Dpto Explotación y Prospección Minas. Univ. Oviedo.

Los contenidos en determinados elementos traza (Sr, Fe, Mn, Pb y Zn) de las rocas carbonatadas próxima a las mineralizaciones "estratoligadas" de Zn-Pb, dentro del Cretácico inferior (Aptien-se-Albiense) de Cantabria, ayudan a definir este tipo de mineralizaciones y a esclarecer un modelo genético de las mismas.

El número total de muestras seleccionadas (576) corresponden a las siguientes zonas: La Florida (126), Novalés (47), Reocín (311) y Santander (92).

Los valores medios en Sr para dichas zonas -según el orden citado anteriormente- son: 321, 272, 251 y 384 ppm para las calizas, y 41, 45, 40 y 67 ppm para las dolomías, valores muy similares a los obtenidos por Bustillo (1986) en diferentes zonas del Occidente de Cantabria. En las dolomías, según opinión de diversos autores -Jacobson y Uzdowsky (1976)-, valores de Sr = 65 ppm indican procesos de dolomitización tardíos.

El Fe y el Mn, con anomalías positivas correlacionadas, dan valores máximos en las dolomías de Novalés y Reocín, que son en general "dolomías ferríferas".

Por otra parte, el Pb presenta en las calizas contenidos medios de 72, 108, 81 y 36 ppm, respectivamente, mientras que en las dolomías hay 55, 100, 59 y 18 ppm. El Zn en las calizas tiene valores medios de 46, 80, 46 y 33 ppm, en tanto que en las dolomías tenemos 87, 183, 124 y 96 ppm.

De los valores obtenidos en estos dos últimos elementos cabe señalar los siguientes aspectos: 1º En todas las zonas estudiadas, las calizas presentan contenidos de plomo superiores a los de cinc; mientras que, por el contrario, en las dolomías los contenidos de cinc son superiores a los del plomo. 2º Los procesos de dolomitización implican pues enriquecimiento en Zn y empobrecimiento en Pb. 3º Las relaciones Pb/Zn en las dolomías, para las cuatro zonas estudiadas, son 0,6, 0,5, 0,4 y 0,1; según Sangster (1983), valores de 0,1 son ya indicadores de plataformas ricas en cinc.

La aplicación del análisis multivariante permite deducir que las zonas de Novalés y Reocín son muy similares, mientras que en La Florida aparecen ciertos rasgos diferenciadores, aún más acusados en la zona de Santander; ésta, que sería la menos evolucionada geoquímicamente, es también la que presenta un menor interés metalogenético.

De los datos expuestos sobre el Sr, los procesos de dolomitización tardíos serían más acusados en La Florida, Novales y Reocín, que en la zona de Santander. El enriquecimiento de Fe-Mn se produciría después de la dolomitización, y en relación con los dominios de mayor porosidad, dando lugar a las "dolomías ricas en Fe"; son también éstas las que muestran valores más altos en Zn y las que constituyen, además, los dominios inmediatos a las mineralizaciones de Esfalerita-Galena.

Otro dato a resaltar, sería el hecho de que las rocas geoquímicamente más evolucionadas corresponden a zonas petrográficamente más complejas (recristalización, porosidad, cementación...), y con mayores condiciones para la circulación de fluidos.

Desde el punto de vista geoquímico, el enriquecimiento en Zn tendría un origen tardío, dentro de un proceso evolutivo diagenético-epigenético, que, lógicamente no debe desligarse de la génesis de mineralizaciones asociadas espacialmente.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BARBANSON, L., SAULAS, D., TOURAY, J.C. y VADALA, P. (1983). - Distribution á différentes échelles et chronologie relative des carbonates de l'Aptien de la province de Santander: relation entre aureole ferrifère et minéralisations Zn-Pb du type Réocin. Chron. Rech. Min., n° 473, 39-48.
- BRAVO, J.I. (1987). - Investigación geoquímica en yacimientos Pb-Zn, en medios carbonatados de la provincia de Santander. Tesis doctoral. Univ. de Oviedo, 1-651.
- BUSTILLO, M. (1986). - Evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolomitización: Aplicación a las dolomías del Cretácico Inferior del Oeste de Cantabria. Bol. Geol. Min., T. XCVII-V, 662-671.
- JACOBSON, R.L. y USDOWSKY, H.E. (1976). - Partitioning of strontium between calcite, dolomite and liquids. Contrib. Mineral. Petrol., 59, 171-185.
- SANGSTER, D.F. (1983). - Mississippi Valley-type deposits: a geological melange. In: International Conference on Mississippi Valley type lead-zinc deposits. G. Kisvarsany et al. edits., Univ. of Missouri-Rolla, U.S.A., 7-19.
- VADALA, P., TOURAY, J.C., IGLESIAS, J. y RUIZ, F. (1981). - Nouvelles données sur le gisement de Réocin (Santander). Chron. Rech. Min. n° 462, 43-59.



## PRIMERAS NOTAS SOBRE LOS YACIMIENTOS DE MANGANESO COBALTIFERO EN EL PLOCIENO DEL CAMPO DE CALATRAVA. (CIUDAD REAL)

CRESPO ZAMORANO, A.  
Dpto. Yacimientos Minerales. Empresa Nacional ADARO de  
Investigaciones Mineras S.A.  
Lab. Edafología-Mineralogía. Univ. Castilla-La Mancha

### ABSTRACT

Mn oxides, with high contents in Co and Ni, which are genetically related with the basic and ultrabasic neogen-cuaternary vulcanism of Campo de Calatrava are described. The transport way of such elements has been the vulcanism-linked hydrothermalism. So, solutions were distributed in the immediates sedimentary areas. Mineralizations are situated, mainly, associated to alluvial fans, although crust, cementations and stuffs appear with minor entity.

### RESUMEN

Se describen mineralizaciones de óxidos de Mn con altos contenidos en Co y Ni cuyo origen está relacionado con el vulcanismo básico y ultra-básico del Campo de Calatrava de edad neógena-cuaternaria. La vía de aporte de estos elementos ha sido el hidrotermalismo ligado a este vulcanismo a través del cual, las soluciones se distribuyeron por el medio sedimentario inmediato. Las mineralizaciones se encuentran, en su mayor parte, asociadas a facies de abanicos aluviales aunque también se encuentran costras, cementaciones y rellenos de menor entidad.

### INTRODUCCION

Desde principios del presente siglo se tiene conocimiento de mineralizaciones de Mn en la zona. Existieron en ellas pequeñas explotaciones, siendo la etapa comprendida entre 1.941 y el cese de la actividad en 1.962 la de mayor producción, siempre dentro de unos límites muy discretos.

En 1.982, en el curso de unas investigaciones preliminares realizadas por la Empresa Nacional ADARO, se detectaron en algunas muestras de óxidos de Mn cantidades estimables de Co y Ni, elementos que hasta entonces habían pasado desapercibidos.

Desde 1.984, ADARO viene realizando ininterrumpidamente investigaciones encaminadas, por un lado a localizar recursos y por otro a poner a punto métodos mineralúrgicos eficaces para el aprovechamiento del Mn y principalmente del Co y Ni, sustancias de las que son deficitarias tanto nuestro país como el resto de la Comunidad Europea.

### ENTORNO GEOLOGICO DE LOS YACIMIENTOS

El Campo de Calatrava está situado en la Zona Centro-Ibérica. Constituye el borde occidental de la Llanura Manchega entre los Montes de Toledo y Sierra Morena.

Sus rasgos geomorfológicos típicos son: Sierras cuarcíticas de directrices hercínicas, formando los flancos de sucesivas depresiones rellenas de materiales pliocenos y cuaternarios. Estas cuencas están frecuentemente intercomunicadas entre sí y a la vez con la cuenca principal Manchega.

El zócalo hercínico está formado por materiales de edad precámbrica y paleozóica entre los que se sitúa la discordancia Sárdica. El Precámbrico sólo aflora en los núcleos de algunas de las estructuras anticlinoriales. Los materiales paleozóicos, que constituyen la mayoría de los afloramientos, pertenecen al Ordovícico y al Silúrico.

El relleno plioceno, en un ambiente claramente continental, se inicia con depósitos de abanicos aluviales de clima árido que evolucionan hacia los depocentros a términos más distales, facies fluviales, fluvio-lacustres y lagunares. Las costras ferruginosas que aparecen en algunos bordes de las cuencas y que han sido frecuentemente asimiladas a niveles ferralíticos del Mioceno basal, se sitúan en la parte superior de las series pliocuaternarias, hecho que ha sido comprobado por numerosas labores mecánicas.

Completan el relleno: depósitos de Raña, extensas costras calcareas, coluviones, depósitos de valle y endorréicos.

Numerosos edificios volcánicos se extienden por toda la zona conformando el relieve típico de esta región. Los mecanismos eruptivos más frecuentes son los de "Maar" y estrombolianos. Los productos se agrupan formando lavas, piroclastos y depósitos hidromagmáticos, siendo los tipos petrológicos de naturaleza básica o ultrabásica (ANCOCHEA.E,1.983).

Dada la simultaneidad del vulcanismo con los depósitos pliocuaternarios, gran cantidad de productos pirocláticos e hidromagmáticos se incluyen en ellos.

La actividad volcánica se ha desarrollado desde el Mioceno Superior hasta el Pleistoceno Inferior. Los numerosos "Hervideros" de agua existentes en la actualidad constituyen los últimos restos de esta actividad.

#### LOS CUERPOS MINERALIZADOS

Los óxidos de Mn se presentan de diversas formas, la mayoría se encuentran asociados a facies de abanicos aluviales. Los niveles manganesíferos están constituidos por concentraciones variables de concreciones y nodulaciones diversas, rizocreaciones ("Canutillos"), pisolitos y niveles terrosos que se incluyen dentro de los materiales terrígenos. En ocasiones constituyen depósitos autigénicos, observándose suelos de vegetación manganesíferos, pisolitos, etc... en otras, los óxidos ya formados han sufrido un corto proceso de erosión-depósito dentro de la propia dinámica de los abanicos, encontrándose principalmente nodulaciones de mineral reciclado en sedimentos conglomeráticos rojos. Estos episodios se suelen repetir lateral o verticalmente en cortas distancias.

También se han localizado algunas mineralizaciones en barras arenosas fluviales (braided), donde los óxidos de Mn forman agregados de tamaño arena incluidos en los set de estratificación. Estos depósitos tienen su origen en la erosión de capas manganesíferas situadas en el área.

Otra forma de mineralización observada corresponde a costras manganesíferas o ferromanganesíferas a las que se asocian frecuentemente estructuras en bolas. En ellas los óxidos de Mn se disponen preferentemente en las partes centrales cementando fragmentos de naturaleza cuarcítica. A veces las costras se disponen subparalelas e irregularmente entre materiales hidromagmáticos o sedimentarios. Se han detectado niveles de hasta 5,8 m. de potencia con gran cantidad de encostramientos que en su conjunto arrojan leyes del 12,8% de Mn de todo-uno.

En menor medida se encuentran mineralizaciones asociadas con encostramientos calcareos de paleosuelos que tapizan el contacto de algunos afloramientos paleozóicos, las calizas oquerosas incluyen nódulos y "canutillos" de Mn.

Existen a lo largo de toda la zona mineralizaciones relacionadas con la circulación de aguas manganesíferas a través de rocas permeables. En este sentido se pueden citar algunos depósitos existentes en los contactos caliza-marga o en depósitos hidromagmáticos; también se han reconocido vetillas y filoncillos de escasa corrida encajando en coladas basálticas que aprovecharon las grietas de retracción o fracturas para su circulación y depósito. Se encuentran en algunas zonas rellenos manganesíferos de circulación claramente descendente en las diaclasas y fracturas de los materiales paleozóicos que están en contacto con los pliocuaternarios.

#### LAS MINERALIZACIONES

Sólo se han realizado estudios de caracterización mineralógica en las costras manganesíferas con altos contenidos en Co, esperando ampliar estos al resto de los tipos existentes.

Debido a la dificultad de pulido e identificación microscópica de los óxidos de Mn, se han utilizado técnicas auxiliares para su mejor determinación: fluorescencia y difracción de Rayos X y Microsonda Electrónica. Los resultados indican que las mineralizaciones están siempre en forma de óxidos: wad-asbolanas-, criptomelanas, litioforita y todorokita, a los que van asociados gran número de elementos en proporciones variables entre los que se destacan por su interés Co y Ni. No se han observado en los óxidos e hidróxidos de Fe la presencia de estos dos elementos.

Las leyes medias en Mn de mas de 100 muestras superficiales tomadas se sitúan entorno al 30%, pudiendo llegar al 48% las mas ricas. Las de Co tienen una distribución muy irregular, la media es de 0,3062% existiendo valores de hasta 1,26%. Las de Ni tienen un comportamiento similar al Co aunque con leyes algo mas bajas.

#### GENESIS

El origen de los yacimientos está claramente relacionado con el vulcanismo del Campo de Calatrava. El mecanismo de aporte de los elementos han sido las aguas termales ligadas a este vulcanismo que durante el Plioceno y parte del Cuaternario debieron desarrollarse ampliamente. la absorción selectiva de los coloides de Mn hacia el Co y Ni, entre otros, facilita la presencia de estos elementos en las mineralizaciones manganesíferas.

La lixiviación del Mn de las rocas volcánicas superficiales como

posible fuente de aporte no está justificada en los yacimientos e indicios estudiados hasta ahora.

A través de las surgencias hidrotermales las soluciones manganesíferas se distribuyeron por el entorno sedimentario inmediato, precipitando principalmente a causa del cambio de pH encontrado en el medio, que era claramente alcalino. No se puede precisar todavía qué parte de este hidrotermalismo es subaéreo o subacuático aunque se tienen evidencias de la existencia de los dos.

Quedan aún por investigar muchos aspectos mineralógicos, procesos y mecanismos que han intervenido en la formación de estos yacimientos. El interés del tema y la continuación de los trabajos de investigación han determinado el inicio de una tesis Doctoral por parte del autor de la presente comunicación.

#### BIBLIOGRAFIA

- ADARO 1960-1987.- Informes Anuales. Inédito.
- ANCOCHEA, E. 1983.- Evolución Espacial y Temporal del Vulcanismo reciente de España Central. Tesis Doc. Univ. Comp. Madrid.
- BOUYX, E. 1970.- Contribution a l'etude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Meridionale (C-Real et Badajoz). Me. IGME. Tomo 73.
- IGME 1987.- Mapa Geológico Nacional E 1:50.000. MAGNA nº: 784-C-Real, 785-Almagro, 760-Daimiel. Dep. Pub. Min. Ind.
- MOLINA, E. 1975.- Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Trab. Neog-Cater. 3. I.L.M., CSIC MADRID.
- KAMEL, O.A., NIAZY, E.A. y ABDEL ALL, I. 1987.- Geochemical affinity of the main iron-manganese ores of Egypt with late tertiary basaltic activity Ann.Inst.geol.Publ.Hung. vol. LXX. Budapestini.
- ROUTHIER, P. 1963.- Les Gisements Métallifères. Geologie et principes de Recherche. Masson et Cie. Paris.
- ROSSO DE LUNA 1967.- Nota informativa acerca de la Zona Manganesífera de Ciudad Real de la E.N.Adaro. Aero Service Lim. Inédito.
- SMIRNOV, V.I. 1982.- Geología de Yacimientos minerales. Ed. MIR. Moscú.
- SKOLOVA, E.I. 1964.- Physicochemical Investigations of Sedimentary Iron and Manganese Ores and Associated Rocks. Israel. Progr. for SC. Translations. Jerusalem.
- VARENTSOV, I.M. 1964.- Sedimentary Manganese Ores. Elsevier. Pub. Comp. Amsterdam.
- WISSINK, A. 1972.- Les gisements de manganèse du monde. Conditions de dépôt, typologie et métal contenu. Bull. du BRGM (deux.série). sec.II. nº 1. 1972. pp.33-48.

## ESTUDIO GEOLOGICO Y METALOGONICO DE LAS MINERALIZACIONES SEDIMENTARIAS DE MANGANESO DE SAN VICENTE DE LA CABEZA, PROVINCIA DE ZAMORA (ESPAÑA)

TURRION PELAEZ, L.F. Y MORO BENITO, M.C.  
Dpto. Geología. Facultad Ciencias, Univ. Salamanca

ABSTRACT.- The Mn mineralizations are embedded in the Early Silurian materials. They occur as levels, a few mm thick, alternating with other chert levels of similar thickness, and are constituted by pyrolusite, braunite and cryptomelane. These mineralizations, which are considered as syngenetic and produced by an exhalative volcanic process, are originated on an unstable continental platform by precipitation of Mn and SiO<sub>2</sub>, which were carried to the basin by hydrothermal solutions associated with volcanic phenomena.

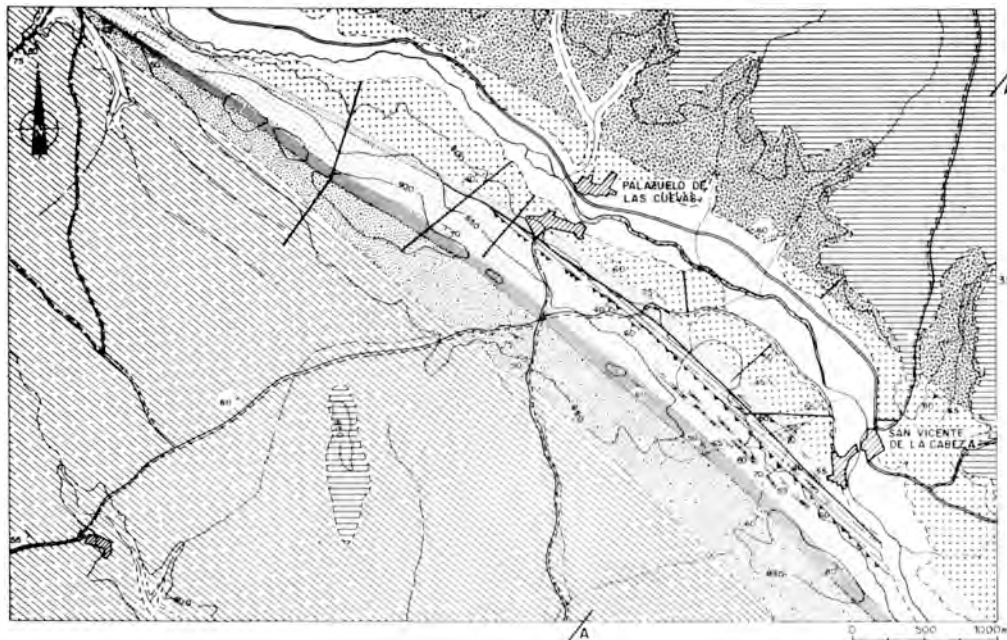
SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA.- Estas mineralizaciones se encuentran en la región centro-occidental de la provincia de Zamora, junto a la localidad de San Vicente de la Cabeza (Fig. 1). Geológicamente dicha región se sitúa al N de la zona Centro-Ibérica de JULI VERT et al. (1972), y se caracteriza por la presencia de materiales ordovícicos y silúrico-devónicos. Estos últimos, de origen volcánico-sedimentarios, se sitúan discordantemente sobre los ordovícicos y configuran el sinforme de Alcañices (MARTINEZ GARCIA, 1971) o bien, el sinclinorio de San Vitero-Carbajales de Alba (QUIROGA, 1981). Esta megaestructura, de dirección NO-SE es el resultado de la actuación de cuatro fases de deformación hercínica y de una etapa de fracturación tardihercínica que produjeron un metamorfismo regional de grado bajo correspondiente a la zona de la clorita de la facies de los esquistos verdes (VACAS y MARTINEZ CATALAN, 1987).

En esta región, las mineralizaciones de Mn son muy numerosas siendo quizás las más importantes las que se describen en este trabajo, y las que se encuentran próximas a las localidades de Samir de los Caños, Vide de Alba y Manzanal del Barco. Todas ellas, junto con las de barita y sulfuros descritas por MORO (1980 y 86), aparecen asociadas, a escala regional, a los materiales silúricos del sinforme de Alcañices.

LAS MINERALIZACIONES DE MANGANESO.- Presentan una estructura bandada, constituida por una alternancia de niveles milimétricos de chert y minerales de Mn. Los primeros, de color marrón claro, están formados por cuarzo microcristalino, sericita, pirita y abundantes restos de radiolarios. Los segundos, de color negro, por pirolusita, braunita y criptomelana como minerales fundamentales y cuarzo, sericita y caolinita como minerales accesorios. Estos niveles de minerales de Mn tienen una textura laminada, debido a la distribución alternante de lechos microcristalinos de pirolusita masiva con otros de naturaleza más sílico-arcillosa. La braunita, desarrollada durante el metamorfismo, aparece en cristales idiomorfos, diseminada en los lechos de pirolusita al igual que los agregados comorfos secundarios de criptomelana. Esta asociación mineral es característica del metamorfismo en la zona de la clorita (ROY, 1968).

Los niveles mineralizados de chert bandeados, tienen una po-

# MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA DE S. VICENTE DE LA CABEZA — PALAZUELO DE LAS CUEVAS ( ZAMORA )



### SIMBOLOGIA

- |  |                         |  |                   |
|--|-------------------------|--|-------------------|
|  | ESQUISTOSIDAD PRINCIPAL |  | DESGARRE SENESTRO |
|  | ESTRATIFICACION         |  | CONTACTO NORMAL   |
|  | FALLA NORMAL            |  | II DISCORDANTE    |
|  | FALLA INVERSA           |  | II EROSIVO        |

### LEYENDA DEL MAPA

- |  |                |  |                          |
|--|----------------|--|--------------------------|
|  | CUATERNARIO    |  | F LIDITAS DE S VICENTE   |
|  | TERCIARIO      |  | F S VICENTE DE LA CABEZA |
|  | F SAN VITERO   |  | ORDOVIGICO               |
|  | T SUPERIOR     |  | NIVELES MINERALIZADOS    |
|  | T INTERMEDIO   |  |                          |
|  | T MINERALIZADO |  |                          |

Fig. 1

tencia máxima de 20 cm y alternan con otros de pizarras silíceas, a veces algo tobáceas, de color púrpura, marrón o blanquecinas. Esta secuencia de chert-pizarras silíceas con unos 40 m de potencia y más de 1 km de recorrido, se encuentran hacia la mitad del tramo inferior de la Formación Cerro de la Cogolla (Fig. 1) que, por comparación con la vecina serie de San Vitero (MARTINEZ GARCIA, 1972), se le asigna una edad del Wenlock Superior.

Estas mineralizaciones de Mn, desde el punto de vista de su composición química (Tabla 1), se caracterizan por su baja relación Fe/Mn y por sus bajos contenidos en Ni, Co y Cu.

Mn %	32,36	Zn ppm	457	Co ppm	290
Fe %	4,62	Pb ppm	61	Ni ppm	403
Fe/Mn	0,18	Cu ppm	128	Ba ppm	678

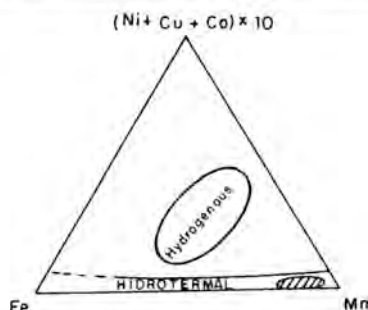


Fig. 2.- Representación de los contenidos medios de los niveles de Mn de S. Vicente de la Cabeza (BONATTI, 1981)

Si se representan los contenidos en Fe, Mn, Cu, Ni y Co en el diagrama ternario de BONATTI (1981), se observa (Fig. 2) que la representación gráfica de todos ellos, queda dentro del campo de los yacimientos de Mn de origen hidrotermal.

ORIGEN DE LA MINERALIZACION.- Los estudios realizados en las mineralizaciones de Mn de S. Vicente de la Cabeza han permitido interpretarlas como singenéticas y de origen hidrotermal, se habrían formado, en una plataforma continental tectónicamente inestable, por la precipitación del Mn y de la SiO<sub>2</sub> aportadas a la cuenca por soluciones hidrotermales relacionadas con fenómenos volcánicos. Una actividad intermitente de las fuentes volcánicas, en el sentido de SNYDER (1978), explicaría la formación de los niveles mineralizados de chert bandeados; y, además, los bajos contenidos en Ni, Co y Cu y la baja relación Fe/Mn, según BONATTI, et al. (1972 y 76) y VARNAVAS y PANAGOS (1983), apoyarían el origen hidrotermal de los mismos.

Con anterioridad MORO (1980) estudia las mineralizaciones de

bario y sulfuros asociados que se encuentran en el sinforme de Alcañices, asignándoles un origen volcánico-sedimentario. Igualmente, establece una relación entre estas mineralizaciones y los niveles de rocas piroclásticas y cuarcitas feldespáticas de la Formación Alba del Wenlock Superior (QUIROGA, 1981), que coincide con la edad de los Mn de San Vicente de la Cabeza. De donde se deduce que existe una relación genética entre estas mineralizaciones y el vulcanismo ácido del Silúrico Inferior.

Estas mineralizaciones son en parte similares a las de Fuentasanta (Lorca, Murcia), ligadas a un paquete de Liditas y jaspes del Carbonífero Inferior LEYVA et al. (1986). Pertenecientes ambas al tipo definido por ROY (1981) como "Depósitos volcano-sedimentarios de Mn" o más concretamente "Depósitos ligados a Formaciones de Jaspes".

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BONATTI, E. et al. (1972), Economic Geology, 67, 717-730.  
BONATTI, E. et al. (1976), Geological Society of America Bulletin, 87, 83-94.  
BONATTI, E. (1981), The Sea, 17, 639-686.  
JULIVERT, M. et al. (1972), Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Inst. Geol. Min. España.  
LEYVA, F. et al. (1986), Boletín Geológico y Minero XCII-II, 165 - 193.  
MARTINEZ GARCIA, E. (1971), Publ. I Cong. Hisp. Luso Amer. Geol. Ecom. Secc. I, 1, 273-286.  
MARTINEZ GARCIA, E. (1972), Acta Geológica Hispánica VII, 4, 104 - 108.  
MORO, M.C. (1980), Tesis Universidad de Salamanca  
MORO, M.C. (1986), Inst. de Estudios Zamoranos "Florian de Ocampo" 1-52  
QUIROGA, J.L. (1981), Tesis Universidad de Oviedo.  
ROY, S. (1968), Economic Geology, 63, 760-786.  
ROY, S. (1981), Manganese Deposits. Academic Press Inc. London.  
SNYDER, W.S. (1978), Geology, 6, 741-744.  
VACAS, J.M. y MARTINEZ CATALAN, J.R. (1987), Studia Geológica Salamantica, XXIV, 151-175.  
VARNAVAS, S.P. y PANAGOS, A.G. (1983), The significance of trace elements in solving petrogenetic problems. Theophrastus Publications S.A.



**MINERALIZACIONES SEDEX DE MN EN TRAMOS BASALES DE LA SERIE CARBONIFERA DEL PRIORAT-SERRA DE MIRAMAR (CATALUÑA)**

MELGAREJO, J.C. Y AYORA, C.  
Dpt. Cristalografía-Mineralogía i Deposits Minerals. Univ. Barcelona.

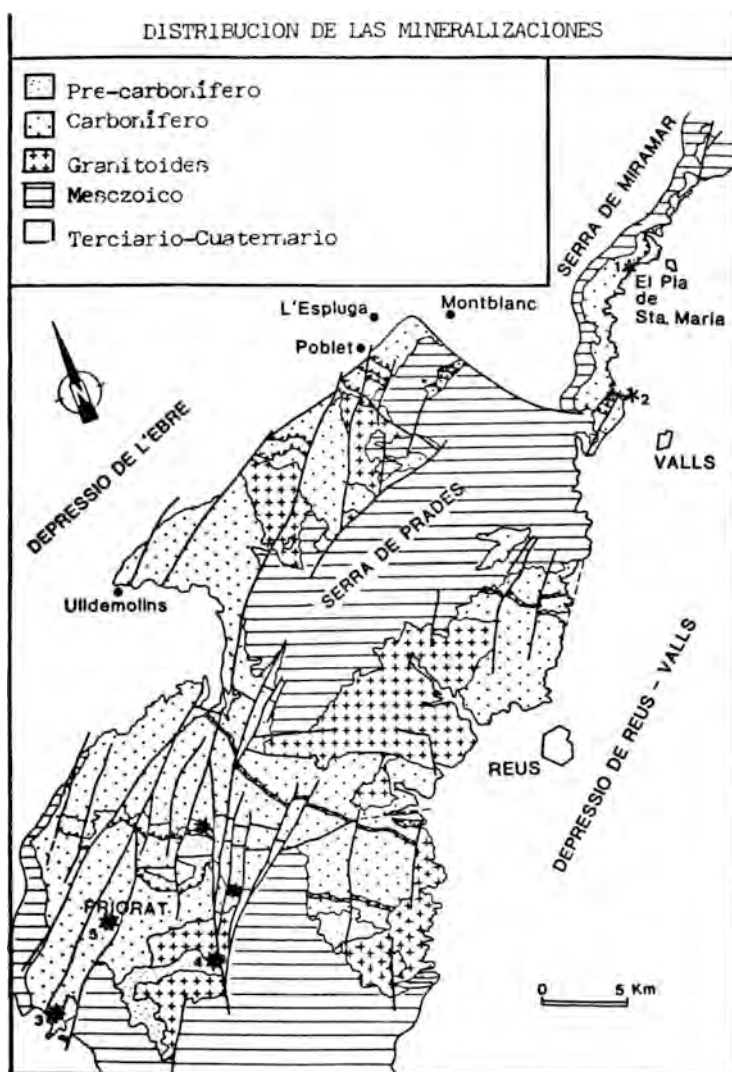
El Bloque del Priorato-Prades y la Sierra de Miramar presentan los principales afloramientos de materiales carboníferos de las Cordilleras Costeras Catalanas. El Carbonífero en este amplio sector se encuentra bien representado desde el Tournaisiense al Westfaliense, y consta de series de potencia kilométrica, esencialmente detríticas, sujetas a importantes variaciones de potencia y fácies. En la base aparecen frecuentemente tramos de liditas de escasa potencia que en los afloramientos de la Sierra de Miramar se asocian a lavas espiliticas de afinidad alcalina. En este último sector se encuentra también una serie carbonatada de algunas decenas de metros en la que estan representados desde el Tournaisiense Superior al Westfaliense Inferior.

En el sector de Miramar, y en el marco de un ambiente sedimentario poco profundo (espilitas densamente vacuolares, colonizadas por corales) se localizan mineralizaciones de óxidos de manganeso rellenando parcial o totalmente las cavidades de las rocas volcánicas.

En los afloramientos situados más hacia el SW se presentan las mineralizaciones de manganeso más importantes del área, alguna de las cuales fue objeto de explotación a comienzos de siglo (Mina Manganès de El Molar). Se trata de mineralizaciones de carbonatos y silicatos de manganeso, en forma de nódulos o niveles de potencia decimétrica a métrica y continuidad lateral de orden hectométrico. Estos depositos pueden aparecer intercalados en las liditas de la base que marcan la discordancia entre el Carbonífero y las series paleozoicas infrayacentes, o bien en cuerpos olistrostrómicos también de liditas procedentes de aquella, e incorporados a tramos detríticos superiores. La mineralización de manganeso viene acompañada por telururos (altaita), sulfuros (galena, esfalerita, calcopirita, pirita, pirrotina, tioespinelas), sulfoarseniuros (cobaltina, gersdorffita), arseniuros (niquelina) y minerales de titanio (pirofanita).

Se postula un origen sedimentario-exhalativo para estas mineralizaciones, en relación con el vulcanismo básico alcalino, en el marco de una cuenca subsidente e inestable controlada por fracturas sinsedimentarias. Las diferencias mineralógicas entre los depósitos de Miramar y el resto de la zona pueden explicarse en base a diferencias en el Eh del medio: ambiente oxidante en el sector de Miramar y reductor en el del Priorato (presencia de materia orgánica abundante en las liditas). En este último sector, la mineralización, depositada inicialmente como carbonatos (rodocrosita) ha evolucionado total o parcialmente a

silicatos de manganeso (espesartina, rodonita) por efecto del metamorfismo de contacto ligado a la intrusión de los granitoides tardihercínicos.



## MINERALOGIA DE LAS ARENISCAS CUPRIFERAS DE BIEL (ZARAGOZA)

SUBIAS, I.; FERNANDEZ-NIETO, C. Y GONZALEZ LOPEZ, J.M.  
Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza

Las areniscas cupríferas se extienden a lo largo de una amplia área geográfica situada entre las localidades de Los Arcos (Navarra) y Alquézar (Huesca). Las mineralizaciones de cobre que contienen han sido explotadas en diversas zonas, siendo las más importantes las del término de Biel (Zaragoza), por lo que se ha elegido este sector como objeto de nuestro estudio.

Según Puigdefábregas (1975) estas areniscas pertenecen a la Facies Petilla, de edad Oligoceno (Stampiense), constituida por alternancias de lutitas-areniscas en las que las areniscas forman capas gruesas muy continuas y bastante separadas entre sí, con claras secuencias granocrecientes y siempre con estructura interna de megaripples. Las direcciones de corriente indican transporte hacia el NW. En las areniscas se observan las características suficientes para definir un medio fluvial meandriforme.

Se ha levantado un perfil general de la serie, de unos 900 metros de potencia, en Arba de Biel, y otros dos, de unos 100 m de potencia, restringidos a los niveles cupríferos y situados a E y W respectivamente del primero. Estos perfiles, así como el tramo correspondiente del general, han sido estudiados con mayor detalle.

La asociación mineralógica es bastante uniforme en toda la serie a techo y muro de los niveles cupríferos; está constituida por calcita, cuarzo, filosilicatos y cantidades menores de feldspatos, variando los porcentajes respectivos de estos minerales en función de la litología. En los tramos cupríferos, además de los minerales citados aparecen cantidades variables de calcosina-djurleita, malaquita, azurita, cuprita, covellina, cobre nativo, pirita y galena, muy desigualmente repartidos.

Al objeto de determinar la evolución sufrida por los sedimentos originales, se han estudiado las características de los filosilicatos presentes en las muestras, en base a los parámetros cristaloquímicos de los más abundantes: micas y cloritas. Los resultados de este estudio ponen de manifiesto la uniformidad en los valores de  $b_0$ , espaciado basal e índice de cristalinidad de las micas a lo largo de la serie, sin que tampoco se aprecien diferencias entre los correspondientes a las fracciones limo y arcilla. Sus espaciados basales indican un casi nulo grado de paragonitización, sus  $b_0$  un escaso contenido en Fe+Mg y sus índices de cristalinidad son propios de micas con un tamaño de cristalito elevado. Las cloritas por su parte también presentan cristalinidades elevadas y una relación F/FM que las sitúa en el campo de composición correspondiente a clinocloro.

En el estudio microscópico por luz transmitida se observan abundantes granos detríticos de cuarzo, desde subangulosos a subredondeados, algunos feldespatos muy alterados, fragmentos de rocas carbonatadas con secciones de gasterópodos y algunos cristales de mica; la matriz detrítica está constituida principalmente por micas y cloritas. El cemento es microesparítico aunque a veces se observan cristales mayores de calcita. No se observan efectos de reacción entre el cemento y los granos detríticos. En los niveles cupríferos, los minerales de cobre reemplazan al cemento calcítico, a veces casi totalmente.

De estos estudios se deduce que la mayor parte de los minerales constituyentes de estas areniscas son heredados, exceptuando la calcita y los minerales de cobre. Por otra parte, el grado de diagénesis a que han estado sometidos estos materiales no ha sido muy elevado.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

PUIGDEFABREGAS, C. (1975), Inst. Est. Pirenaicos, Mono. 104, Jaca.

**PRIMEROS DATOS SOBRE LA MINERALOGIA Y GENESIS DEL YACIMIENTO DE SEPIOLITA DE MARA (PROVINCIA DE ZARAGOZA)**

**ARAUZO PEREZ, M.; GONZALEZ LOPEZ, J.M. Y LOPEZ AGUAYO, F.**  
 Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza

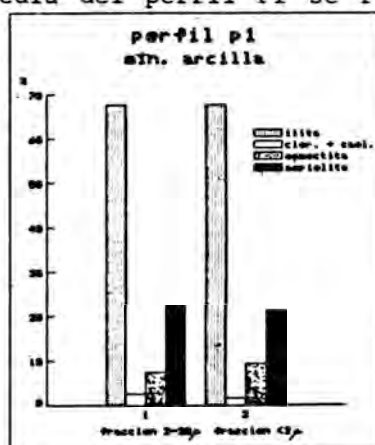
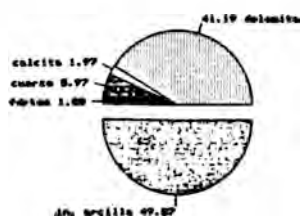
El yacimiento de sepiolita de Mara está situado en la Cuenca de Calatayud, depresión alargada en dirección NW-SE, de unos 130Km de longitud y casi 20km. de anchura, rellena por materiales terciarios continentales. Representa el límite entre las Ramas Castellana y Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Según Julivert (1954) se trata de una fosa tectónica esbozada como consecuencia de dos o tres fases orogénicas durante el Terciario, limitada por las dos áreas marginales levantadas constituidas por relieves paleozoicos y mesozoicos.

Los materiales de relleno, miocenos, están caracterizados por sus notables variaciones de facies, tanto horizontal como verticalmente. En la periferia de la cubeta predominan las facies groseras, brechas y conglomerados cuarcítico-pizarrosos; en una posición intermedia se sitúan las facies de areniscas, limos y, sobre todo, arcillas y margas que, hacia el centro de la cubeta, dan paso a facies evaporíticas. El yacimiento de sepiolita se localiza en el sector nororiental de la cuenca y por sus características, en principio, podría clasificarse dentro de los considerados por Galán y Castillo (1984) como continentales de tipo lacustre.

Se estudian dos perfiles situados en el mismo yacimiento (P1) y en una zona marginal del mismo tipo de facies (P2) en Orera. Sus potencias oscilan alrededor de 25m., estando constituido el P1 por alternancias margo-arcillosas con intercalaciones carbonatadas y finos niveles de sílex, mientras que el P2 corresponde a alternancias de niveles de dolomías margosas, margas y arcillas.

La composición mineralógica media del perfil P1 se recoge en la figura.

perfil p1 (cantera-1)  
 mineralogía global



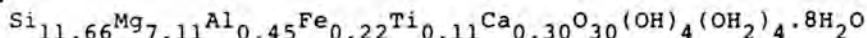
La distribución de los minerales a lo largo del perfil no es homogénea, observándose oscilaciones de signo contrario entre dolomita y minerales de la arcilla y destacando la presencia de sepiolita, en cantidades superiores al 50% en ocho niveles.

La asociación mineralógica del perfil P2 es: dolomita, minerales de la arcilla, cuarzo y feldespatos, no habiéndose detectado sepiolita. La distribución de los minerales a lo largo de este perfil tampoco es homogénea.

La distribución ponderada de los minerales de la arcilla en la muestra global, las correlaciones existentes entre los minerales de cada perfil y los valores que presentan los parámetros cristalográficos medidos en micas y esmectitas, permiten esbozar algunas hipótesis sobre el origen de los minerales. Así, dentro de la categoría de minerales heredados se incluyen las micas, cuarzo, feldespatos y clorita, mientras que dolomita, esmectitas y sepiolita se consideran de precipitación química, incluyendo también a la sílice que forma los niveles de sílex.

Las correlaciones negativas observadas entre dolomita, esmectita y sepiolita se justifican con los cálculos termodinámicos y diagramas de estabilidad de Weaver y Beck (1977) sobre el control que ejercen las actividades químicas de los iones Mg, Ca, y del  $\text{SO}_4\text{H}_4$ , el pH y la presión parcial de  $\text{CO}_2$ , sobre la precipitación de una u otra fase a partir de una solución acuosa.

Los análisis químicos de muestra global de los niveles sepiolíticos del perfil P1 se ajustan bastante bien a las composiciones mineralógicas deducidas por difracción de rayos X, y la fórmula calculada para la sepiolita del nivel en que es más abundante es:



Los resultados obtenidos permiten deducir que en la zona del yacimiento (P1) la influencia de la precipitación química en la naturaleza de los minerales de la arcilla fue mayor que en Orera (P2). Aquí el quimismo estuvo limitado a algunos episodios evaporíticos en los que la precipitación fue fundamentalmente carbonatada, probablemente desarrollada en zonas lacustres-palustres.

En Mara (P1) se acentúa el quimismo, pero no es uniforme, sino que la variación de los factores que lo controlan hizo que se depositasen cíclicamente dolomitas, esmectitas y sepiolitas, e incluso, cuando se agotaron los cationes de las soluciones y estas permanecieron saturadas en sílice, su precipitación dio lugar a los lentejones de sílex que a veces se intercalan en la secuencia. El ambiente de depósito posiblemente fue de tipo playa-lake.

#### BIBLIOGRAFIA

- GALAN, E. y CASTILLO, A. (1984), Dev. in Sed., 37, 87-124. Ed. Elsevier.  
JULIVERT, M. (1954), Arrahona, 1-18.  
WEAVER, C.E. y BECK, K.C. (1977), Sed. Geol., 17, 1-234. Ed. Elsevier.

**FILONES DE SEPIOLITA ASOCIADOS A ALTERACION BENTONITICA Y RELLENOS EN FRACTURA SOBRE MATERIALES AGLOMERATICOS ANDESITICO DACITICOS EN LA ZONA DE LAS NEGRAS-RODALQUILAR (ALMERIA)**

CUEVAS, J.; POZO, M.; MEDINA, J.A.; MARTIN DE VIDALES, J.L.  
LEGUEY, S.  
Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad Ciencias.  
Univ. Autónoma Madrid

Se ha abordado el estudio de diferentes rellenos de sepiolita que aparecen asociados a fracturas distensivas de componente N-S sobre rocas volcánicas aglomeráticas de carácter andesítico dacítico con bentonitización parcial. Estas rocas se encuentran dentro de los episodios calco-alcalinos de la región volcánica Neógena del SE de España, López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980), dentro del vulcanismo "azul" de edad Tortoniense inferior definido por Bordet et al. (1983).

En esta zona confluyen dos procesos de alteración; uno de carácter hidrotermal hidrolítico ácido (rodalquilarización) penecontemporáneo con el desarrollo de los episodios volcánicos; y otro de tipo geotermal postvolcánico al que se asocia una intensa bentonitización que afecta masivamente a depósitos piroclásticos tobáceos e ignimbríticos (Los Trancos, Pozo Usero), Leone et al. (1983), y en forma de nódulos sobre aglomerados dacíticos en la zona de Las Negras-Rodalquilar (Los Albacetes, El Molino), Caballero et al. (1985). Ambos procesos aparecen en conexión con fracturas regionales distensivas NE-SO anteriormente relacionadas con los episodios eruptivos.

La sepiolita se presenta en filones N-S asociados al sistema de desgarre neotectónico NE-SO (Accidente de Carboneras). La actividad de estas fracturas da lugar a la generación de diferentes procesos de alteración en la zona: bentonitización regional y generación de jaspes, así como el relleno de filones brechoides de cuarzo y venas con alunita.

El estudio mineralógico mediante DRX, y textural con microscopía óptica de polarización y M.E.B., permite diferenciar dos tipos de rellenos sepiolíticos: Uno (Tipo I) asociado a fracturas subverticales con potencia métrica a decimétrica en función de la extensión del proceso de alteración bentonítica; y un segundo tipo (tipo II), asociado con un sistema conjugado subhorizontal con una importante componente de silicificación.

**TIPO I**

Se componen de sepiolitas puras que rellenan filones entre materiales volcánicos donde predominan anfíboles, feldespatos (Sanidina y Plagioclasa) y cuarzo, con diverso grado de corrosión y alteración.

La sepiolita, con un alto grado de cristalinidad, muestra texturas reticuladas afectadas por microfisuras subparalelas, también rellenas de sepiolita, lo que indica al menos dos episodios genéticos de este mineral.

En aquellos afloramientos donde el nivel de sepiolita presenta mayor potencia (50-60 cms.) es posible observar un episodio de transición bentonítico en los bordes de la roca de caja, donde destaca la existencia de calcita relleno de vacuolas en plagioclasas calcosódicas.

#### TIPO II

Está caracterizado por materiales complejos donde la sepiolita, de baja cristalinidad, coexiste con esmectita, indicios de cuarzo y feldspatos y cristobalita, presentándose en rellenos lenticulares subhorizontales que afectan a materiales volcánicos con alteración previa de tipo hidrolítico ácido. Estas rocas están constituidas por cuarzo, feldspatos y filosilicatos (illita, esmectita) con ausencia de ferromagnesianos. En la zona de transición de los dos tipos de alteración se reconoce metahalosita y agregados fibrosoradiados en rellenos de vacuolas con ceolitas.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BORDET, P., MONTENAT, C., OIT, P. y VACHARD, D. (1983). Memories Geologiques, Univ. Dijon, 7, 285-300.
- CABALLERO, E., REYES, E., YUSTA, A., HUERTAS, F. y LINARES, J. (1985). Acta Geológica Hispánica, 20, 267-287.
- LEONE, G., REYES, E., CORTECCI, G., POCHINI, A. y LINARES, J. (1983). Clay Minerals, 18, 227-237.
- LOPEZ RUIZ, J. Y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980). Estudios Geológicos, 36, 5-63.



## CONCENTRACION DIFERENCIAL Y CARACTERIZACION DE FILOSILICATOS EN ARCILLAS

QUERALT, I.(1); PLANA, F.(1) Y BALLBE, E.(2)

(1) Instituto Geología "Jaime Almera" C.S.I.C. Barcelona.

(2) Dpto. Edafología. Facultad Farmacia. Univ. Barcelona.

### INTRODUCCION.

Una de las mayores dificultades en el estudio de arcillas es la consecución de métodos adecuados para la concentración y/o aislamiento de cada fase mineral sin cambios sustanciales en su estructura y propiedades, para poder realizar su correcta caracterización. Asimismo, la identificación de todos los componentes de arcillas naturales suele ser compleja a causa del número de minerales presentes, de la similitud de respuesta frente a los métodos de identificación y de la presencia de interestratificados.

Diversos autores han ensayado la separación de los minerales constituyentes de muestras de arcillas - Sulaiman et al. (1985), Woolson et al. (1969), Francis et al. (1970) - y si bien los resultados son excelentes para los estudios efectuados con mezclas confeccionadas a partir de minerales patrón, en el caso de muestras naturales las experiencias no son suficientemente satisfactorias.

El objetivo del presente trabajo es el desarrollo de un método para la concentración de los constituyentes minerales de arcillas, por medio de centrifugación en gradiente isopícnico, usando como agentes dispersantes, para la promoción de floculación y bandeado, polyvinylpirrolidina (PVP), tetrabromometano (TBE) o diversas mezclas (TBE + etanol, TBE + PVP + etanol), consiguiendo un gradiente densitométrico que permita la separación y extracción de las fases concentradas.

### DESARROLLO EXPERIMENTAL.DISCUSION.

Para la realización del presente trabajo se han utilizado dos tipos de muestras. Por una parte, se utilizaron mezclas de minerales-patrón naturales (Illita-Esmectita-Caolinita), (Illita-Clorita-Caolinita) y (Illita-Esmectita-Vermiculita) y, por otra, muestras naturales procedentes tanto de ambientes marinos como de tipo edáfico.

Todas las muestras presentan, al ser sometidas a los ensayos, una clara separación de dos fracciones del material, una fracción superior, sobrenadante y una fracción inferior acumulada en el fondo de los tubos de centrifugación. Estos dos lotes de material poseen una concentración diferencial de las fases presentes

respecto a la muestra original de partida.

La identificación mineral de las muestras de ensayo originales y de las porciones aisladas se realizó siguiendo las metodologías convencionales descritas en ROBERT M. et al. (1975), y THOREZ J. (1976) utilizando agregados orientados de las muestras con posterior glicolado (E.G.) y tratamiento térmico (550°), para proceder a su estudio por difracción de Rayos X.

La comparación de los diferentes grupos se realizó en base a las intensidades de los picos de difracción característicos ( 10 A para Illita, 7 A para Caolinita, 14-7 A para Clorita y 14 A para Vermiculita-Esmectita) para cada fase con el correspondiente tratamiento.

De forma general, en la fracción superior se detecta una mayor concentración de filosilicatos expandibles (Esmectitas y Vermiculitas) y de los interestratificados relacionados con ellos. La fracción inferior presenta un aumento de la concentración de Clorita, con la posibilidad de la diferenciación por familias, interestratificados Illita-Clorita y tendencia al acumulo de Caolinita.

Los resultados obtenidos ofrecen una buena perspectiva para la completa y total caracterización de las fases presentes en mezclas de filosilicatos por la aparición de los correspondientes picos de difracción en las fracciones separadas que, o se hallan poco definidos o no aparecen en la muestra original. Asimismo, el enriquecimiento de las distintas fases en ambas fracciones abre perspectivas para el análisis mineral cuantitativo, Rius,J. et al. (1987), aunque con las pertinentes adaptaciones a cada paragénesis mineral.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- FRANCIS,C.W.;TAMURA,T.;BONNER,W.P.;AMBURGEY,J.W. : 1970. Separation of clay minerals and soil clays using isopycnic zonal centrifugation. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 34, 351-353.
- RIUS,J.;PLANA,F.;PALANQUES,A. : 1987. A standardless X-Ray diffraction method for the quantitative analysis of multiphase mixtures. J. Appl. Cryst. 20, 457-460.
- ROBERT,M.;TESSIER,D.: 1975. Méthode de préparation des argiles des sols pour les études minéralogiques. C.R.N.A. Ac. Sci., D275, 1463.
- SULAIMAN,I.S.M.;WORRALL,W.E. : 1985. The isolation of illitic minerals from the natural mixture of sedimentary clays. Br. Ceram. Trans. J. 84, 146-147.
- THOREZ,J.: 1975. Phyllosilicates and clay minerals. Ed. G.Lelotte, Dison (Belgium).
- THOREZ,J.: 1976. Practical identification of clay minerals. Ed. G.Lelotte, Dison (Belgium).
- WOOLSON,E.A.;AXLEY,J.H. : 1969. Clay separation and identification by Density gradient procedure. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 33, 46-48.

## IDENTIFICACION AUTOMATICA DE ELEMENTOS POR ESPECTROMETRIA DE FLUORESCENCIA DE RAYOS X

ARANA, R.(1); MENENDEZ-BARZANALLANA, R.(2); SALINAS, A.(3) Y ORTIZ GONZALEZ, R.(4)

(1) Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Univ. Murcia.

(2) Dpto. Informática y Automática. Univ. Murcia

(3) Centro Proceso de Datos. Univ. Murcia.

(4) Servicio Instrumentación Científica. Univ. Murcia.

Este programa de análisis cualitativo por fluorescencia de rayos X se conecta de una parte con otro realizado para la generación de tablas de cristales analizadores ya que aprovecha la base de datos creada en el mismo y de otra, se une al sistema informático que utiliza el espectrómetro.

La estructura del programa contempla una primera fase de exploración de elementos con el espectrómetro, realizando un barrido de la muestra en distintas condiciones experimentales para detectar los posibles elementos presentes, tantos mayoritarios como trazas, con modificación en cada caso del cristal analizador, intervalo de exploración, sensibilidad de registro, detector, alto voltaje y otros parámetros implicados mediante una serie de programas auxiliares ("jobs") ya creados y memorizados en el microprocesador del espectrómetro. Al terminar la exploración de la muestra se obtiene un listado de todos los picos con indicación del ángulo  $2\theta$  en que fué máximo el número de cuentas registrado. Estos datos suplementados en un entorno de  $\pm \Delta 2\theta$  (generalmente de  $\pm 0.1^\circ$ ) se utilizan como base de partida en la identificación de elementos.

El programa principal confecciona en primer lugar un registro con los distintos ángulos para cada uno de los cristales analizadores utilizados en el barrido de la muestra y en cada caso localiza los posibles elementos que se encuentran en el entorno angular seleccionado. De esta forma da un listado con la impresión de los datos de identificación (siglas, fecha, condiciones experimentales para cada elemento, operador, etc), seguido de una tabla con las líneas características de cada elemento, con su nombre, número atómico, línea, longitud de onda, energía, orden de reflexión e intensidad relativa. Los datos así obtenidos se pueden memorizar creando un banco de información de las muestras analizadas.

Se han introducido algunos factores para eliminar en su caso determinadas líneas que en principio podrían aparecer debido a la radiación primaria del tubo y su posible contaminación y otros para eliminar algunas líneas en base a la energía relativa o a la interferencia que puedan tener.

En conjunto el programa es complejo en su estructura, aunque se ve simplificado por la aparición de varias pantallas de ayuda. Se ha escrito en lenguaje Cobol teniendo en cuenta la gran incidencia de la lectura de archivos. De esta forma el tiempo de ejecución se ha reducido sensiblemente. El diseño del programa se ha realizado para un espectrómetro Philips con "hardware" Digital.

## GENERACION AUTOMATICA DE TABLAS DE FLUORESCENCIA DE RAYOS X MEDIANTE ORDENADOR

ARANA, R.(1); MENENDEZ-BARZANALLANA, R.(2); ORTIZ GONZALEZ, R.(3) Y SALINAS, A.(4)

(1) Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Univ. Murcia.

(2) Dpto. Informática y Automática. Univ. Murcia.

(3) Servicio Instrumentación Científica. Univ. Murcia.

(4) Centro Proceso de Datos. Univ. Murcia.

Tras crear una base de datos con las longitudes de onda de las líneas características de los elementos Li ( $Z=3$ ) a Am ( $Z=95$ ) y el espaciado interplanar de los doce cristales analizadores de mayor uso en espectrometría de rayos X, el programa ofrece mediante una serie de pantallas de ayuda numerosas posibilidades de aplicación, desde la impresión de tablas para cada elemento químico (con indicación del la línea característica, longitud de onda, energía y ángulo  $2\theta$  de los posibles ángulos de reflexión ) hasta un listado completo para los distintos elementos. En una primera etapa se contemplan cinco posibilidades: a) entrada de datos; b) listado y corrección de datos; c) generación de tablas de elementos; d) impresión de tablas y e) creación de archivos para una transferencia ulterior de datos. También se contempla la posibilidad de introducir los parámetros adecuados al microordenador PC que se utilice.

En una segunda etapa el programa permite obtener una tabla para el cristal analizador que se desee, introduciendo el espaciado correspondiente si no está en la base de datos y ordenando para un ángulo  $2\theta$  creciente las líneas características de los distintos elementos contemplando hasta un posible 5º orden de reflexión.

Debido al elevado número de datos que maneja el programa se ha escrito en lenguaje C y se ha compilado posteriormente con objeto de ocupar la menor memoria posible y ganar en rapidez de ejecución.

El programa se ha diseñado para ejecutarse en microordenadores compatibles y aunque este material lo suele proporcionar la firma comercial del espectrómetro, en la mayoría de los casos solo se dispone de una información parcial de algunos cristales analizadores y en determinados intervalos angulares. En esos manuales faltan algunas líneas características, lo que representa un serio inconveniente en la identificación de elementos; en otros casos no hay tablas disponibles, como ocurre para el cristal  $PX_1$ , que se pueden generar fácilmente con este programa.

## ESTUDIO DE TAMAÑOS MEDIOS ABSOLUTOS DE GRANO POR DIFRACCION DE RAYOS X

SANCHEZ NAVAS, A. Y MARTIN RAMOS, J.D.  
Dpto. Mineralogía-Petrología. Univ. Granada.

En el estudio del tamaño medio de los cristales se usa habitualmente el método difractométrico, y más específicamente el análisis de perfil de línea (Langford, 1981). En este tipo de estudio se utiliza el hecho de que los pequeños tamaños de los cristales inducen un ensanchamiento de los picos de difracción en razón inversa a su espesor en la dirección perpendicular a los planos reflectantes. La medida de la anchura de la línea del perfil se hace de acuerdo con diversas definiciones (Langford & Wilson, 1978). Del mismo modo la relación entre las diversas anchuras de los máximos de difracción de un perfil es función de la morfología de los cristales. Estudios relativos a la determinación de la forma de los mismos son los de Yucel, Rautureau, Tchoubar y Tchoubar (1980). También se han hecho trabajos referentes a la distribución de tamaños con una sola reflexión donde se calculan tamaños aparentes según el plano reflectante (Moraweck, de Montgolfier & Renouprez, 1977; Le Bail & Louer, 1978). No obstante, al estar basados los resultados exclusivamente en métodos indirectos de estudio de la cristalinidad, las conclusiones obtenidas no son siempre extrapolables.

Aquí se incorporan métodos directos de análisis de la muestra mineral (Proceso de Análisis de la Imagen), lo que permite obtener forma y tamaño del "grano medio" de la muestra. Puede así ajustarse una serie de parámetros de una función relacionada con el llamado factor de forma (Vainstein, 1981), que aplicada al perfil de difracción de rayos X nos dan inmediatamente los tamaños medios absolutos de los cristales en las direcciones consideradas.

Se ha conseguido así calcular con gran precisión (error estimado de  $\pm 0.2 \mu$ ) el tamaño medio absoluto de los granos de cualquier polvo cristalino por difracción de rayos X, mediante la comparación del perfil puro obtenido a partir del difractograma de una muestra, con una función previamente ajustada a partir de un polvo formado por granos de tamaño y forma media conocida. La aplicación es inmediata en diversos estudios de cristalinidad, particularmente cuando se utilizan tamaños de grano muy pequeños.

PALABRAS CLAVE: CRISTALINIDAD, TAMAÑO DE GRANO.

BIBLIOGRAFIA.

- LANGFORD, J. I. & WILSON, A. J. C. (1978) "Scherrer after Sixty Years: A Survey and Some New Results in the Determination of Crystallite Size" *J. Appl. Cryst.* 11, 102-113.
- LANGFORD, J. I. (1981) "The Renaissance of Power Diffraction" *Acta Crysta.* A166.
- LE BAIL, A. & LOUER, D. (1978) "Smoothing and validity of Crystalline-Size Distributions from X-Ray line-Profile Analysis" *J. Appl. Cryst.* 11, 50-55.
- MORAWECK, B., DE MONTGOLFIER, PH & RENOUPREZ, J. (1977) "X-Ray Line Profile Analysis. II Determination of the Crystallite-Diameter Distribution Function" *J. Appl. Cryst.* 10, 191-196.
- VAINSTEIN, B. K. (1981) "Modern Crystallography I" Springer Series in Solid-State Sciences. Ed. Hans-Joachim Queisser. Berlin.
- YUCEL, A., RAUTUREAU, M., TCHOUBAR, D. & TCHOUBAR, C. (1980) "Calculation of the X-ray Powder Reflection Profiles of Very Small Needle-Like Crystal. I. Principles of the Method. *J. Appl. Cryst.* 13, 370-374.

## QUANTITATIVE ANALYSES OF CLAY MINERALS BY XRD WITH A TEXTURAL ATTACHMENT

RODRIGUEZ GALLEGO, M. Y MARTIN RAMOS, J.D.  
Dpto. Mineralogía-Petrología. Instituto Andaluz Geología  
Mediterránea. Univ. Granada. C.S.I.C.

X-ray diffraction has been routinely used to identify the Clay Minerals. Many methods have been developed for quantitative XRD, i. e., external standard and more using internal standard (see Martin-Pozas et al., 1969). Some other eliminate standards (Zenin, 1977). For a detailed study see Melinger, 1979.

Among the more important difficulties arises, variation in the chemical composition of Clays and preferrent orientation show the most serious inconvenients of methods based on XRD.

Chemical variation in the nature of the interlayered cations, can induce significative differences in the "reflectin power" or "diffraction efficiency" (up to 300% in montmorillonite. Martin-Vivaldi, Rodriguez-Gallego and Martin-Pozas, 1968). Also isomorphic substitutions in the octahedral layer affect to the basal reflexions intensities (Rodríguez Gallego, Martín-Pozas y Martín-Vivaldi, 1968).

In order to eliminate or at least attenuate these difficulties, some cautions have to take into account: i. e.; homogenisation of the exchange complex, use as standard of the minerals extracted from the same materials to be studied, etc. Relate to the preferrent orientation Martin-Vivaldi, Rodriguez Gallego and Martin-Pozas, 1968, proposed a modification of the standard powder diffractometer that included a goniometer head and developed a procedure for the measurement of diffraction peaks in which an orientation angular function is used.

Present paper shows an alternative procedure to obtain the same angular function with the help of a texture goniometer (Philips PW 1078/24) fully automatized and informatized. Several advantages evolves from the proposed attachment:

First, a greater accuracy in the intensity measure, as a function of angular coordinates  $\theta$  and  $\varphi$ . Second, a sample of 9 cm<sup>2</sup> of surface can be X-rayed, with obvious increase in sensitivity and representativity. Third, a considerable reduction in the time taken in the whole experimental procedure.

Figure 1 shows a tridimensional graph simulation of X-Ray intensities versus angular functions  $\theta$  and  $\varphi$  from pressed samples of montmorillonite, kaolinite and quartz, with "ervasite" as binder.  $2\theta$  angles are fixed for prominent angular reflections of each minerals.

Figure 2 shows curves of intensities of prominent reflexions of such minerals versus weight fraction in the sample. The excel-

ent linearity reached, assures the correct estimation of the amount of mineral present.

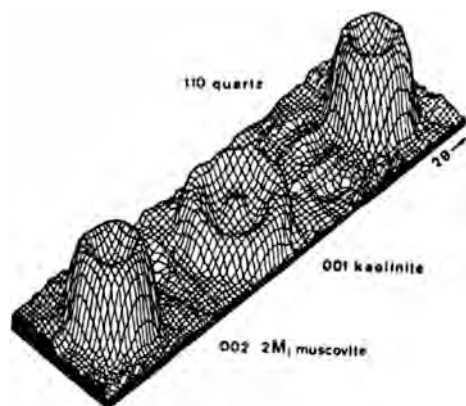


Figure 1

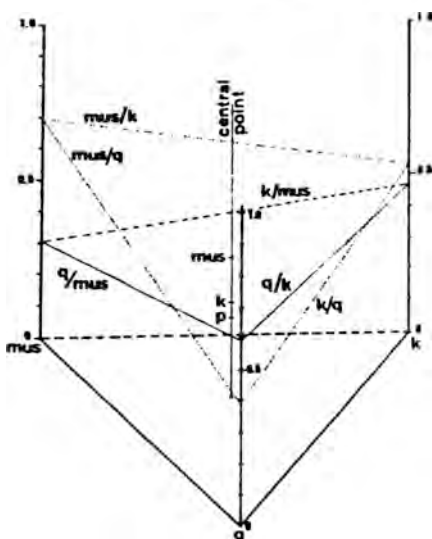


Figure 2

KEY WORDS.- QUANTITATIVE ANALYSE, CLAY MINERALS, XRD, XR TEXTURE.

#### REFERENCES

Martin-Pozas, J., Rodriguez-Gallego, M. y Martin Vivaldi, J.L. (1.969). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de R.X. II. Anal. R.S.E. de Fis. y Quim., 65, 19-23

Martin-Vivaldi, J.L., Rodriguez-Gallego, M. y Martin-Pozas, J. (1.968). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de Rayos X. Modificación del difractorómetro para estudios de orientación preferencial. Anal. R.S.E. de Fis. y Quim., 64, 101-105

Mellinger (1.979). Quantitative X-ray diffraction analysis of Clay Minerals: An evaluation. Saskatchewan, Research Council Report no. G.79-6, October, 1979

Rodriguez-Gallego, M., Martin-Pozas, J. y Martin-Vivaldi, J.L. (1.969). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de Rayos X, III. Anal. R.S.E. de Fis. y Quim., 65, 25-29

Zekin, L.S. (1.977). A method of quantitative phase analysis without standards Journ. of Applied Crystallography, 10, 147-150

Research supported by C.A.I.C.Y.T. Project number 1223/84



## **INTRODUCCION AL ESTUDIO DE LAS MINERALIZACIONES DE LA PROVINCIA DE CUENCA**

**MATA PERELLO, J.M.**  
**Escola Universitària Politècnica Manresa.**

A través de este trabajo, pretendemos sentar las bases, para un mejor conocimiento de las mineralizaciones situadas en la provincia de Cuenca; tanto de las que han sido explotadas en el pasado, como de las que lo son en el momento presente, o de las que son susceptibles de serlo en el futuro. Asimismo, nos referimos tanto a las mineralizaciones metálicas, como a las que no lo son.

Esta comunicación forma parte de un trabajo, mucho más amplio centrado en la comunidad de Castilla-La Mancha, y en la propia provincia de Cuenca; y que en los sectores orientales de la comunidad (provincias de Ciudad Real y de Toledo) se realiza en colaboración con el Departamento Geológico-Minero de la Escuela Universitaria Politécnica de Almadén.

Dentro de este trabajo, continuaremos utilizando el modelo de clasificación, ya utilizado anteriormente en la INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO DE LAS MINERALIZACIONES DE ARAGÓN (revista "Mineralogistes de Catalunya", Vol III, no.9, 1.987). En base a él, consideraremos los tres grupos siguientes: MINERALIZACIONES METÁLICAS, MINERALIZACIONES INDUSTRIALES y MINERALIZACIONES Y MATERIALES ENERGÉTICOS: Todo ello, de acuerdo con sus posibles aplicaciones mineras.

Palabras clave: MINERALIZACIONES, CUENCA.

## PASADO, PRESENTE Y FUTURO DESEABLE DE LOS MUSEOS MINERALOGICOS DE MADRID

CALVO PEREZ, B.(1); GARCIA GUINEA, J.(2); MILLAN CHAGOYEN, A.(3) Y PARADAS HERRERO, A.(4)

(1) Escuela Técnica Superior Ingenieros Minas. Madrid

(2) Museo Nacional Ciencias Naturales, Madrid.

(3) Facultad Ciencias. Univ. Autónoma Madrid

(4) Instituto Geológico Minero España. Madrid.

Los museos con colecciones de minerales mas representativos de Madrid son el de la ETSIMM, el MNCN (CSIC), el de la FCUAM y el del IGME. Utilizando la cifra nº de ejemplares / museo, se puede decir que estan muy distantes de los principales museos del Mundo, e incluso de Europa, ya que no son infrecuentes cifras del orden de 100.000 a 300.000 minerales en estos frente a los 5.000 a 30.000 de los nuestros.

Sin embargo, contienen ejemplares excepcionales a nivel mundial y colecciones muy valiosas desde el punto de vista historico ó didáctico. La razón de este desfase con respecto a los Museos internacionales se debe al gran abandono de las Ciencias desde 1792 hasta 1900 y en la postguerra española de 1936-39. Durante estos periodos, se fueron formando las grandes colecciones de otros países y evolucionando los criterios de exposición, catalogación e identificación de minerales.

En España ocurrió, a pequeña escala, lo mismo que en otros países, crecieron mucho los museos en las capitales con claras intenciones megalómanas de "tener todo lo mejor del Mundo", estando en la actualidad, las mayores concentraciones en Madrid y Barcelona. Por esto, existen en España, no mas una docena de museos mineralógicos, basados en colecciones regionales con escasos números de muestras, frente a los 29 de la RFA, o los 118 de USA (con mas de 40.000 ejemplares).

Sin pretender modificar esta realidad histórica, parece importante establecer una colaboración entre los centros madrileños (y posteriormente españoles), con la idea de aprovechar los escasos recursos, unificar criterios de exposición y clasificación e iniciar, en lo posible, actividades científicas en los campos 4, 5 y 6 de la International Mineralogical Association (4.- Historia y enseñanza, 5.- Datos y clasificaciones de minerales y 6.- Museos).

El estado actual de los cuatro museos citados, se puede sintetizar en los siguientes datos

- Museo de la Escuela de Minas.- 6.000 ejemplares colectados sobre todo en el siglo XIX, en una pequeñas salas de gran valor arquitectónico, con un porcentaje de exposición del 20% y en unas condiciones físicas discretas.

- Museo Nacional de Ciencias Naturales.- 25.000 ejemplares, actualmente todos en reserva por acondicionamiento total de la sala de exposición. Entre ellos cabe destacar las colecciones de meteoritos y de antiguos envíos de América.

- Museo de la Universidad Autónoma.- 400 ejemplares en exposición en una sala moderna, bien acondicionada. Se abrió al público en 1973 por lo que se trata del museo mas reciente.

- Museo del Instituto Geológico y Minero.- 10.000 ejemplares expuestos en una gran sala con tres balcones corridos y un espectacular lucernario de vidrio policromado de finales del siglo XIX. Actualmente, se encuentra en reforma y cerrado al público.

Sobre un futuro deseable, se puede razonar que el Museo de la ETSIMM podría ceñirse a exposiciones de temas mineralógicos específicos dedicados a licenciados en ciencias e ingenieros, fundamentalmente, economía mineral, tipología de yacimientos, prospección y depósitos españoles.

Respecto al MNCN (CSIC), para la nueva sala de exposición se han previsto objetivos mas generales como uso de minerales en la etapa pre y postindustrial, meteoritos y cosmos, gemas, minerales vistosos y minerales históricos.

El Museo de la FCUAM podría reorganizarse con criterios docentes, cabiendo destacar los temas de clasificación de minerales, técnicas de investigación mineralógica, gemas, cristales, materiales sedimentarios y minerales de la Comunidad de Madrid.

El Museo del IGME constituye la máxima expresión cultural del Organismo. Su misión fundamental, sería la difusión del patrimonio geológico y minero nacional, intentando destacar los aspectos expositivos didácticos hacia el gran público y su vertiente científica, ya que se trata de un O.P.I.

## TIPOLOGIA DE LOS YACIMIENTOS DE FE Y Pb-Zn-F (BA) DE LA CUENCA CRETACICA VASCO-CANTABRICA

HERRERO RUBIO, J.M. Y VELASCO ROLDAN, F.  
Dpto. Mineralogía-Petrología. Univ. País Vasco

El sistema "Pirineo-cantábrico" (cuenca vasco-cantábrica *sensu lato*) constituye el nexo de unión entre los Pirineos y el macizo paleozoico asturiano, limitado al Sur por la Meseta, la Cadena Ibérica y la Cuenca del Ebro y al Norte por la plataforma continental (como parte del sistema) y el talud y llanura abisal del Golfo de Vizcaya. Los sedimentos del Cretácico inferior (Aptiense-Albiense, sistemas biosedimentarios urgonianos) son la parte más extensa de este sistema y se agrupan principalmente en el Dominio Periasturiano (al Oeste, en Cantabria) y el Arco Vasco (al Este, especialmente en Vizcaya y Guipúzcoa).

A grandes rasgos, los elementos distintivos más característicos de los sistemas urgonianos son el desarrollo de plataformas carbonatadas, favorecidas por una serie de condicionantes biológicos (Rudistas, Orbitolinidos, Corales), climáticos (ambientes subtropicales, cálidos y húmedos, con aportes periódicos de terrígenos y ausencia de evaporitas) y tectónicos (en una fase pre-rifting, con la compartimentación en pequeñas plataformas y cuencas e importantes cambios laterales de facies). Otra característica de estos sistemas es la intensidad de la diagénesis: hay una importante cementación especialmente en las calizas de plataforma y borde de plataforma, amplia circulación de agua freática marina hacia las partes altas de los taludes removillando los sedimentos de cuenca y efectos de una diagénesis freática meteórica en las facies que han sufrido emersiones, muchas veces con la mezcla de aguas dulces y marinas. Algunos minerales sindiagenéticos sufren la compactación y aparecen concentrados en superficies estiolíticas: illita, piritra framboidal, esfalerita, dolomita.

El carácter estratoligado de la mayoría de las mineralizaciones nos permite agruparlas en función de la edad de los sedimentos encajantes. Además, es posible distinguir diferentes tipos (que se corresponden con antiguas minas y otras en producción) según la asociación mineral dominante, morfología y ambiente geológico de formación.

### A. En relación con materiales del Bedouliense-Gargasiense (Cretácico inferior):

- Mina de Bodovalle (Gallarta, Vizcaya) explotada por AGRUMINSA. Mineralización masiva de siderita como reemplazamiento de calizas masivas de plataforma, en parte silicificadas. Importante desarrollo de texturas bandeadas y bréchicas similares a las ritmitas de cristalización diagenética. Las minas de Alén y Federico (Trucios, Sopuerta), San Luis, Malaespera y Julia (Bilbao) pertenecen a este grupo, aunque con tonelaje más reducido. En La Arboleda, los carbonatos de hierro han sido totalmente reemplazados por óxidos de Fe, que incluso rellenan carsts recientes.

- Mina de Troya (Mutilloa, Guipúzcoa) explotada por EXMINESA. Mineralización de piritra-esfalerita a techo de calizas masivas. Silicificación del encajante carbonatado y amplio desarrollo de siderita espática en la base de la mineralización. Intensa marcasitización; abundancia de piritra masiva en la proximidad de las facies margosas de cuenca. Reemplazamientos pseudomórficos generalizados de barita por esfalerita y escaso desarrollo de galena y calcopirita, en general tardías.

- Aulestia (Vizcaya). Mineralización masiva de fluorita (con galena y blenda anecdóticas) asociada a calizas masivas silicificadas. Tectonización intensa.

- Arritzaga y Astunalde (Sierra de Aralar). Probablemente las facies terrígenas en que encajan (areniscas, lutitas carbonatadas) podrían pertenecer al Bedouliense. Presentan las paragénesis más complejas de la cuenca ya que junto a la blenda, piritra, galena se encuentran calcopirita, cobres grises y arsenopirita.

### *B. En relación con materiales del tránsito Aptiense-Albiense:*

- Mina de Reocin (Torrelavega, Cantabria) explotada por AZSA. Yacimiento estratiforme de esfalerita, galena, marcasita y pirita ( $\pm$  barita) encajando en dolomías ferrosas-anqueritas que reemplazan a calizas masivas del Gargastense-Clansayense. Abundantes texturas colomorfas, bréchicas y de relleno de cavidades; desarrollo de halos de anqueritización con un claro control estructural. Presentan características similares otros yacimientos cántabros ubicados en el sinclinal de Santillana: La Florida, Novales-Udías y La Cavada.

- Obregón (entre Puente Arce y Revilla de Camargo, Cantabria). Mineralizaciones de óxidos de Fe (chirterras) asociados con arcillas limoníticas de descalcificación y bloques de óxidos con núcleo de marcasita y óxidos de manganeso, depositados sobre un carst desarrollado en dolomías ferrosas Gargastense-Clansayense y sellado por lutitas Albienses.

- Hoyo Covarón (Somorrostro, Vizcaya). Reemplazamiento de una barra de calcarenitas con crinoides del Gargastense-Clansayense, por siderita. Asociación con niveles de sílex y presencia esporádica de pequeñas concentraciones de esfalerita y galena. En las minas de Dicedo-Setares (AGRUMSA interrumpió la explotación en 1987) la siderita primaria ha sido prácticamente reemplazada por óxidos supergénicos, originando también chirterras.

- Mina de San José (Legorreta, Guipuzcoa), explotada hasta 1987 por AZSA. Diseminaciones de esfalerita y galena a techo de calcarenitas de borde de plataforma, con niveles de sílex y/o dolomías y dolomías ferrosas-anquerita. En este grupo pueden englobarse también pequeñas mineralizaciones como La Rasa (Trucíos), Mina Clara (Lanestosa) y otras que ocupan paleocanales de terrígenos en las calcarenitas (Campo Fresco, Trucíos) o concentraciones estratiformes en contacto con espiculitas de cuenca (Siete Puertas, Arcentales).

- Chomín (Carranza, Vizcaya). Pequeñas concentraciones en relación con cambios de facies (borde de plataforma-talud) y aportes de terrígenos. Nivel de esfalerita y galena estratiforme con dolomías euhédricas de grano fino o bandeadas. Otros ejemplos similares los tenemos en Ingleses (Carranza) y Recueto (Trucíos). A veces se presenta estos niveles con fluorita (mina Anselma) y/o barita (mina de Pozalagua), todos en el Oeste de Vizcaya.

- Mañaria (Vizcaya). Diseminaciones y concentraciones locales a techo de calizas masivas de plataforma sin desarrollo de dolomitización. Mineralogía simple y escaso volumen lo que les resta por el momento toda importancia económica: esfalerita-fluorita (Mañaria), esfalerita-galena (Lemona, Aramatz, Amboto, Udala, Aitgorri), barita (Berriatua).

### *C. Asociadas con diapiros que intruyen sobre materiales cretácicos:*

- Jugo (Alava). Mineralizaciones con esfalerita y galena que encajan en dolomías, relacionadas con la ascensión de diapiros triásicos. El depósito se produce en los bordes de la chimenea y en la montera diapírica, diseminados o como venillas dentro de los carbonatos del Cretácico superior. Hay indicios en los diapiros de Orduña, Murguía-Jugo y Guernica.

### *D. Depósito en fracturas de tipo alpino que encajan en materiales cretácicos. Removilizaciónes:*

- Matienzo (Vizcaya). Fracturas sobre materiales de cuenca urgonianos (calizas margosas, margas, areniscas) con esfalerita y galena, en asociación con fluorita-calcita (Matienzo, Carranza) o dolomita (La Peña y El Mazo, Carranza). Presenta caracteres similares las mineralizaciones de Asaldita (San Prudencio, Guipúzcoa).

- Barambio (Alava). Fracturas sobre series terrígenas del supraurgoniano (Albiense medio-superior). Asociación de esfalerita, galena, pirita y calcopirita en encajante de dolomita-anquerita, calcita o cuarzo (silicificación). Con cobres grises o sulfosales de Pb, Sb, Cu. Ejemplos: Galdácano, Valle de Atxondo, Villarreal de Alava-Ollerías, Anzuola, etc.

- Sopuerta-Galdames (Vizcaya). Relleno de fracturas, a veces de potencia superior a los cinco metros, por siderita de grano muy grueso, acompañada de cuarzo, pirita y en menor proporción de calcopirita. Presentes en casi todas las concentraciones de siderita masiva de carácter

estratiforme-estratoligado. Estos carbonatos de hierro se encuentran en general completamente reemplazados por hematites y goethita.

En resumen, los yacimientos e indicios citados tienen en común su asociación directa con materiales sedimentarios del Cretácico de la cuenca vasco-cantábrica. La mayoría encajan en sedimentos de edad Aptiense-Albiense con carácter estratiforme o estratoligado y morfologías asimilables a estratos, impregnaciones y/o reemplazamientos masivos, brechas y rellenos de cavidades cársticas. Llevan asociadas transformaciones características como silicificación, dolomitización y recristalización. Otras mineralizaciones constituyen el relleno de fracturas o espacios abiertos (a veces en relación con intrusiones diápiricas).

Los depósitos estratoligados se emplazan sobre amplias plataformas carbonatadas o bien en los bordes de pequeñas plataformas en transición hacia taludes o cuencas. Su mineralogía es sencilla: bien como menas de hierro (siderita o goethita-hematites) o como menas de cinc y plomo (esfalerita, galena, a veces con pirita-marcasita); localmente pueden darse concentraciones de fluorita, barita o calcopirita-cobres grises. La ganga es mayoritariamente de dolomita ferrosa-anquerita, si bien puede estar ausente, en cuyo caso suele aparecer silice o calcita. Estas características y las texturas observadas (bandeados, ritmitas, rellenos de cavidades, brechas y estructuras de colapso) son similares a las descritas en yacimientos de tipo Mississippi Valley. Los sulfuros presentan bajos contenidos de elementos traza: las blendas solo están ligeramente enriquecidas en Cd y Fe y en las regiones occidentales localmente en Hg; las galenas pueden contener algo de Sb, Ag y As. Los isótopos de S dan valores de  $\delta^{34}\text{S}$  tanto positivos como negativos, los de  $^{13}\text{C}$  reflejan en algunos casos condiciones diagenéticas con mezcla de aguas marinas y meteóricas, mientras que los de  $^{18}\text{O}$  revelan condiciones de removilización e hidrotermalismo de temperaturas intermedias. Los estudios de inclusiones fluidas en fluoritas reflejan salinidades variables según los yacimientos (p. ej. aguas connatas en Matienzo y salmueras en Mañaria), pero siempre denotan fenómenos térmicos tardíos que alcanzan los 250°C.

La distribución geográfica de los elementos mayoritarios de las mineralizaciones, permite esbozar el siguiente esquema: Fe débilmente concentrado en las zonas occidentales, como dolomías ferrosas-anqueritas de la zona de Cantabria (en menor medida como pirita-marcasita), intensamente como siderita en el sector central de la cuenca (distrito de Somorrostro, Gallarta y Bilbao), mientras que en las zonas orientales es menos abundante (siderita y pirita en La Troya y prácticamente ausente en Legorreta). El Zn y Pb se dispersan por toda la cuenca, si bien las concentraciones de mayor interés económico se emplazan en los bordes y próximas a los macizos paleozoicos (minas de Reocin en el Oeste, cerca de la alineación Picos de Europa - Sierra del Escudo de Cabuérniga y las minas de la Troya y Legorreta al Este, cercanas al macizo de Cinco Villas). Más puntuales son las anomalías de F, Ba y Cu que en general se encuentran en zonas de mayor tectonización.

La génesis de estas concentraciones podría explicarse en el marco de la inestabilidad tectónica de la cuenca urgoniana en una etapa preludio del rifting Cretácico. En todos los modelos se contempla que los metales necesariamente han sido removilizados de los que fueron aportados a la cuenca con el flujo de terrígenos y transportados por las soluciones acuosas connatas obligadas a migrar lateralmente y hacia arriba, durante los procesos de acumulación-compactación. Las zonas de falla sinsedimentarias que normalmente comportan cambios de facies, facilitaron la salida de las soluciones mineralizadoras, explicando la existencia de los tres controles principales: paleogeográficos, tectónicos y mixtos. Estas soluciones hidrotermales depositaron los metales transportados (quizás muchos kilómetros lateralmente) ante determinados cambios de pH, Eh, T o P, al interactuar las trampas carbonatadas, con la obligada presencia de abundante azufre: suministrado por la cuenca como  $\text{H}_2\text{S}$  o por reducción de sulfatos con materia orgánica o metano.

A una primera concentración singenética, desigualmente repartida según áreas geográficas, debió seguir una reconcentración en el marco de la diagénesis media o tardía (pudiendo involucrarse localmente a fenómenos cársticos o mezclas de ambientes freáticos marinos y dulces). El carácter sin y epidigenético de la mayoría de las mineralizaciones (80 a 150°C), contrasta con el claramente epigenético, aunque familiar, de los rellenos filonianos en fracturas alpinas, por circulación de soluciones hidrotermales que llegaron a superar los 250°C.

**BOLETIN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA**  
**Volumen 11, Parte II, 1988**

**INDICE DE AUTORES**

ACOSTA, A.....	32,33,48,63
ALIA, J.M.....	32,33
ALVAREZ, M.A.....	28,43
ARANA, R.....	29,33,36,38,167,168
ARAUZO PEREZ, M.....	161
ARIAS PRIETO, D.....	143
ARRIBAS MORENO, A.....	109
ARRIBAS, J.G.....	9
AYORA, C.....	96,122,135,157
BALLBE, E.....	165
BESTEIRO RAFALES, J.....	1,84,129,141
BRAVO FERNANDEZ, J.L.....	147
BUSTILLO REVUELTA, M.....	112
CABALLERO, M.A.....	12
CALVO PEREZ, B.....	174
CANALS I SABATE, A.....	133,135
CARDELLACH, E.....	84,96,135
CARRASCO, F.....	46
CORDOBA ESTEPA, M.A.....	48
CORNEJO, J.....	28,43
CRESPO ZAMORANO, A.....	149
CUEVAS, J.....	163
DE ANDRES, A.....	61
DE LA NUEZ, J.....	30
DIAZ ALVAREZ, M.C.....	55
DIAZ DE FEDERICO, A.....	44
DOMINGUEZ, S.....	28,43
DUSAUSOY, Y.....	22
FEDIUKOVA, E.....	44
FERNANDEZ DIAZ, L.....	7,8
FERNANDEZ-JARDON CASTRO, L.....	143
FERNANDEZ-NIETO, C.....	52,159
FERNANDEZ TAPIA, M.T.....	29,38,54
FERNANDEZ TURIEL, J.L.....	99,103
FONTBOTE, L.....	88
FORT GONZALEZ, R.....	55,112
FORTEZA, M.....	28,43
FRANCO, A.....	114
GALAN, E.....	59,140

GALLARDO, F.L.....	5
GARCIA GUINEA, J.....	128,174
GARCIA IGLESIAS, J.....	147
GARCIA MARTINEZ, O.....	35
GARCIA SANCHEZ, A.....	22,114
GERVILLA, F.....	90
GONZALEZ DEL TANAGO, J.....	26
GONZALEZ LOPEZ, J.....	52
GONZALEZ LOPEZ, J.M.....	159,161
GONZALEZ MARTINEZ, J.....	52
GONZALEZ MAÑAS, M.....	12
GONZALEZ, I.....	59
GONZALEZ, J.M.....	52
GONZALO, F.....	114
GRACIA, A.....	114
GUTIERREZ VILLARIAS, J.L.....	120
HERNANDEZ, M.J.....	140
HERRERO, J.M.....	176
HIDALGO, M.A.....	14
JAEN, M.....	29
LATORRE TORA, M.....	54
LEBLANC, M.....	90
LEGUEY, S.....	163
LEON, M.....	59
LIESA, M.....	122
LOCUTURA, J.....	124
LOPEZ ACEVEDO, V.....	10
LOPEZ AGUAYO, F.....	33,36,38,50,52,161
LOPEZ ANDRES, S.....	8,10,35
LOPEZ GARCIA, J.A.....	13,35,128
LOPEZ MUNGUIRA, A.....	39,41
LOPEZ RUIZ, J.....	128
LOREDO PEREZ, J.....	147
LUNAR, R.....	92,137
MANCHEÑO, M.A.....	38
MANGAS VIÑUELA, J.....	109
MARCOS PASCUAL, C.....	3
MARTIN DE VIDALES, J.L.....	163
MARTIN POZAS, J.M.....	22
MARTIN-RAMOS, J.D.....	14,169,171
MARTIN-VIVALDI, J.L.....	10
MARTINEZ FRIAS, J.....	13,30,128
MATA PERELLO, J.M.....	173
MATA, M.P.....	50
MAYOR, N.....	137



MEDINA, J.A.....	163
MELGAREJO, J.C.....	98,157
MENENDEZ-BARZANALLANA, R.....	167,168
MENENDEZ, P.....	61
MERINO, E.....	18
MILLAN CHAGOYEN, A.....	174
MIRAS, A.....	140
MONTERRUBIO PEREZ, S.....	92
MORILLO, E.....	16
MORO BENITO, M.C.....	153
MORTEN, L.....	44
MURCIEGO MURCIEGO, A.....	22
NIETO, F.....	39,41
ORTIZ GONZALEZ, R.....	167,168
ORTIZ SILLA, R.....	54
OSACAR SORIANO, M.C.....	1,84,129,141
OTALORA, F.....	14
OYARZUN MUÑOZ, R.....	92,137
PALACIOS, J.M.....	61
PANIAGUA CONDADO, A.....	118,120
PARADAS HERRERO, A.....	174
PEINADO, M.....	26
PEREZ CERDAN,F.....	143
PEREZ RODRIGUEZ, J.L.....	16,24
PEREZ SIRVENT, C.....	36
PEREZ, A.....	50
PINA, C.M.....	7
PLANA, F.....	165
POCOVI JUAN, A.....	84,141
PONTACQ, J.....	98
POZO, M.....	163
PRIETO, A.....	33
PRIETO, M.....	7,8,9,10
PUGA, E.....	44
QUERALT, I.....	165
QUILEZ VALDELVIRA, E.....	105
RAMBAUD PEREZ, F.....	67,75
RODRIGUEZ GALLEGU, M.....	14,171
RODRIGUEZ GORDILLO, J.....	36
RODRIGUEZ JIMENEZ, P.....	46
RODRIGUEZ PEDIVA, L.S.....	118,120
RODRIGUEZ, J.A.....	30
RUCK, R.....	22
RUIZ CRUZ, M.D.....	46
RUIZ GOMEZ, J.M.....	36

RULL, F.....	5,32,33
SALINAS, A.....	167,168
SANCHEZ JIMENEZ, C.J.....	63
SANCHEZ NAVAS, A.....	169
SANCHEZ SOTO, P.J.....	24
SANTANDER, M.....	5
SEBASTIAN PARDO, E.....	39,41,48
SIERRA LOPEZ, J.....	105
SOLER, A.....	96,122
SORIANO CARRILLO, J.....	63
SUBIAS, I.....	159
TARRAGONA, J.....	98
TORNOS, F.....	124
TORRES-RUIZ, J.....	90
TURRION PELAEZ, L.F.....	153
VELASCO, F.....	176
VIDMA, C.....	10
VINDEL CATENA, E.....	105
VIRGOS ROVIRA, J.M.....	3

# Sociedad Española de Mineralogía

C/ Alenza, 1 (D-201), 28003-MADRID. ☎ (91) 441.71.38

## Ficha de Inscripción

Cuotas vigentes para el año 1988

Socio ordinario	2.500 Ptas
Socio Cblectivo (Empresas, Departamentos, etc)	15.000 Ptas
Socio Protector	7.500 Ptas
Socio Vitalicio	50.000 Ptas

(reducción a estudiantes del 50%; adjuntar documento acreditativo).

### DATOS PERSONALES

Nombre..... Apellidos.....  
Fecha y lugar de nacimiento.....  
Domicilio..... Código postal y Provincia.....  
Teléfono..... Profesión.....  
Dirección del centro de trabajo..... Código postal y Provincia.....  
Tipo de socio: ordinario ; colectivo ; protector ; vitalicio . (marcar con una X)  
Intersado en los siguientes temas: Cristalografía ; Mineralogía ; Petrología ; Geoquímica ;  
Yacimientos ; Inclusiones Fluidas ; Coleccionismo ; Otros .....

Para facilitar el pago de cuotas se requiere cumplimentar la siguiente ficha (en caso contrario, transferencia bancaria o cheque a nombre de la Sociedad Española de Mineralogía):

✂-----  
BANCO.....  
AGENCIA.....  
DOMICILIO.....

Muy Sr. mio:

Le ruego atienda el cobro de las cuotas anuales de la Sociedad Española de Mineralogía, con cargo a la c/c que poseo en ese banco.

### FIRMA

Sr. D.....  
Domicilio.....  
Nº c/c.....

✂-----  
Sociedad Española de Mineralogía  
Muy Sr. mio:  
Le ruego pase el cobro de las cuotas anuales de la Sociedad Española de Mineralogía, con cargo a mi c/c del  
BANCO.....  
AGENCIA.....  
DOMICILIO.....

Agradeciéndole la atención le saluda atentamente

(\*) Se ruego que el abono de la primera cuota se haga mediante talón nominativo o giro postal.

### FIRMA

Nombre.....  
Domicilio.....  
Nº c/c.....

## NORMAS PARA LOS AUTORES

### 1. Presentación de originales

Los originales de los artículos que se deseen publicar en este Boletín deberán enviarse por duplicado (también las ilustraciones) a la Directora de la publicación, protegidas las ilustraciones con cartón duro. Los trabajos presentados durante las sesiones científicas que organiza la Sociedad se entregarán durante el transcurso de las mismas. Estos trabajos deberán ser inéditos y estar relacionados con las áreas de Mineralogía-Cristalografía y Petrología-Geoquímica. Solo se publicarán los trabajos informados favorablemente por dos especialistas propuestos por el Comité Editorial. Los artículos deberán ser redactados en castellano o inglés.

### 2. Título y Autores

El título, con mayúsculas, debe reflejar con precisión y brevedad el contenido del trabajo. Debajo del título deben figurar el autor o autores, con nombre (minúsculas) y apellidos (mayúsculas), en el orden en que deseen aparecer y a continuación el centro de trabajo, distrito postal y localidad.

### 3. Resumen y Palabras clave

El texto debe ir precedido de dos resúmenes (en inglés y castellano) con una extensión máxima de 150-200 palabras que refleje con concisión y claridad los resultados del trabajo. A continuación de cada resumen se añadirán una lista de hasta 8 palabras clave.

### 4. Texto

El texto del manuscrito deberá ser definitivo para evitar correcciones importantes o extensas. Se presentará mecanografiado, a doble espacio, en tamaño DIN A-4, dejando amplios márgenes para facilitar las correcciones. El manuscrito deberá ser redactado con claridad y en lo posible con brevedad, de manera que la extensión total no exceda de las 15 páginas mecanografiadas, incluyendo referencias, tablas y figuras. El nombre de los apartados y subapartados deberá ir numerado y resaltado utilizando mayúsculas o cursivas. Para facilitar los trabajos de impresión, la redacción de esta revista aconseja que los autores envíen una copia del texto registrada en disquete (de 5 1/4" salvada en Wordstar SCII para los compatibles PC o de 3.5" en McWrite o Microsoft Words de Macintosh).

### 5. Referencias bibliográficas

Los autores citados en el texto figurarán con minúsculas, sin iniciales del nombre, seguido de la fecha de publicación entre paréntesis. Al final del artículo se ordenarán alfabéticamente las referencias bibliográficas citadas, figurando el apellido, en mayúsculas, seguido de las iniciales del nombre del autor o autores. A continuación, y entre paréntesis, el año de publicación, título del artículo, nombre de la revista (cursiva o subrayado), volumen y páginas, según los modelos siguientes:

ARRIBAS, A. (1978): Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain. *Studia Geologica*, 14, 223-260.

FONTBOTE, L. y AMSTUTZ, G.C. (1981): Observations on ore rhythmities of the Trzbionka Mine, Upper Silesian-Cracow region, Poland. In: Amstutz et al. (eds.) *Ore Genesis. The State of the Art*. Springer, Berlin. 83-91.

BROWNLOW, A.H. (1979): *Geochemistry*. Prentice Hall, Inc. N. Jersey. 190 p.

### 6. Ilustraciones (gráficas, fotografías y tablas)

El número de fotografías, gráficos, dibujos y tablas, deberá reducirse al mínimo necesario para la comprensión del texto. En el dorso de la foto o en un extremo del gráfico o tabla deberán anotarse con lápiz, el nombre de los autores y el número de orden de las mismas. Las fotografías deberán ser nítidas, bien contrastadas y en blanco y negro (los gastos de reproducción e impresión de fotolitos en color correrán por cuenta de los autores). Las letras o símbolos insertados en ellas deberán ser lo suficientemente legibles después de reducidas las fotos al tamaño de caja (1 o 2 columnas). Si se desea agruparlas en una lámina debe procurarse que el contraste de las mismas sea similar. Los dibujos o gráficos han de ser originales, preferiblemente delineados sobre papel blanco o vegetal con tinta china negra. Las tablas citadas en el texto deberán ser mecanografiadas en una hoja por cada tabla, con un tamaño de letra adecuado a su reducción. Debe tenerse en cuenta que el tamaño máximo de los originales será de 28 x 37 cm. si han de ser reducidos a dos columnas (página entera de 13 x 20 cm) o bien de 13,5 x 37 cm si se desean reducir a una columna de dimensión máxima 6,5 x 20 cm. Debe de adjuntarse, por tanto, una fotocopia reducida al tamaño definitivo sugerido para su impresión en la que las letras o símbolos sean legibles. En una hoja(s) aparte se detallará la leyenda que irá en el pie de las tablas o ilustraciones, la cual deberá ser lo más breve posible.

### 7. Corrección de pruebas

Si el trabajo es informado favorablemente para su publicación, los autores recibirán la prueba de imprenta para su corrección. Estas pruebas deberán ser devueltas, sin dilación (plazo máximo de 10 días).

### 8. Separatas

Los autores recibirán gratuitamente 25 separatas de su trabajo. En el caso de que desearan un número mayor lo deben de hacer constar al devolver las pruebas, haciéndose cargo del costo de las mismas.