

## El campo pegmoaplítico de Doade (Ourense) y sus mineralizaciones de Sn y Ta asociadas

The pegmoaplitic field of Doade (Ourense, Spain) and associated Sn and Ta mineralizations.

PAGES VALCARLOS, J. L.

This paper deals with the analysis of the geology and structure of the pegmoaplitic field of Doade (Ourense, Spain). Several bodies are distinguished taking into account their mineralogy and spatial distribution. The composition shows the existence of four types of pegmoaplites, all of them corresponding to the same family in different evolutionary stages, in accordance with their spatial distribution (a clear zonality from the granite boundary into the metamorphic rock). Also the study of the greinesization process and the casiterite contain is carried out.

**Key words:** Pegmoaplite, Zonality, Casiterite, Greisenization, Ourense.

PAGES VALCARLOS, J. L. Facultade de Ciencias, Universidade de A Coruña. Campus de A Zapateira sn, 15071 A Coruña.

## INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

El campo pegmoaplítico objeto de este trabajo se encuentra en el NW de la provincia de Orense, en su límite con la de Pontevedra. Forma la extremidad meridional de un gran campo pegmatítico emplazado en el flanco occidental del Sinforme de Forcarei que, con dirección N160-150 E, se extiende con una longitud del orden de 25 kms desde el Norte de la localidad de Forcarei hasta el Sur de la localidad de Doade. Se localiza en la hoja del M.T.N. 186, Ponte Caldelas, dentro de los términos municipales de Baeríz y Avión, y está situado sobre las laderas NE de la Serra do Suido, próximo a la localidad de Doade, en una altitud comprendida entre 600 y 800 m.

El campo pegmoaplítico tiene unas dimensiones aproximadas de 6 x 2 kms y en él afloran numerosos cuerpos pegmoaplíticos con una dirección media de N160-150 E, que han sido objeto de una intensa explotación minera para estaño durante los años 40 y 50 de este siglo. Como testigos de dicha explotación, existen numerosas labores, la mayor parte de las cuales fueron realizadas directamente sobre los filones pegmoaplíticos, tanto en minería a cielo abierto (canteras y planos inclinados) como en labores subterráneas que alcanzan gran desarrollo.

Esta actividad se extinguió a principios de los años 60, y desde entonces no ha vuelto a realizarse ninguna labor de explotación. Coincidiendo con el fin de la actividad, se lleva a cabo el primer trabajo de investigación sobre estas mineralizaciones (HENSEN, 1967). En los años 70 y 80 se

realizaron diversas investigaciones por compañías mineras y por el IGME, con resultados poco interesantes debido principalmente a la evolución del mercado de minerales.

Desde el punto de vista académico se han realizados diversos trabajos sobre mineralizaciones próximas o afines, como las mineralizaciones filonianas del cercano granito de Bearíz (CASTROVIEJO, 1974, 1975 a y b) o los campos pegmatíticos de Lalín y Forcarei, que desde hace años han sido objeto de diversos estudios; (PARGA PONDAL *et al*, 1948), (VON KNORRING *et al*, 1981), (FUENTES FUENTES *et al*, 1996 a y b).

## MARCO GEOLOGICO

### Litologías

El campo pegmoaplítico estudiado se localiza en el Dominio Esquistoso de Galicia Tras Os Montes, incluido en la Zona de Galicia -Tras Os Montes (Fig. 1A). Las litologías que afloran en este área pertenecen a tres grandes conjuntos litológicos: Granitos sincinemáticos de la alineación Salvatierra-Cerdedo, el Grupo Paraño y el Grupo Lalín-Forcarei. (ITGE, 1989), que se disponen de W a E en el orden citado (Fig. 1B).

Los granitos sincinemáticos de la alineación Salvatierra Cerdedo ocupan el flanco occidental del área. En general es un granito de dos micas (facies «Ala de Mosca») con tendencia alcalina y tamaño de grano de fino a medio; localmente presenta facies de grano grueso a pegmatíticas y tendencia porfídica. El contacto con el encajante metamórfico es neto y se ajusta a las

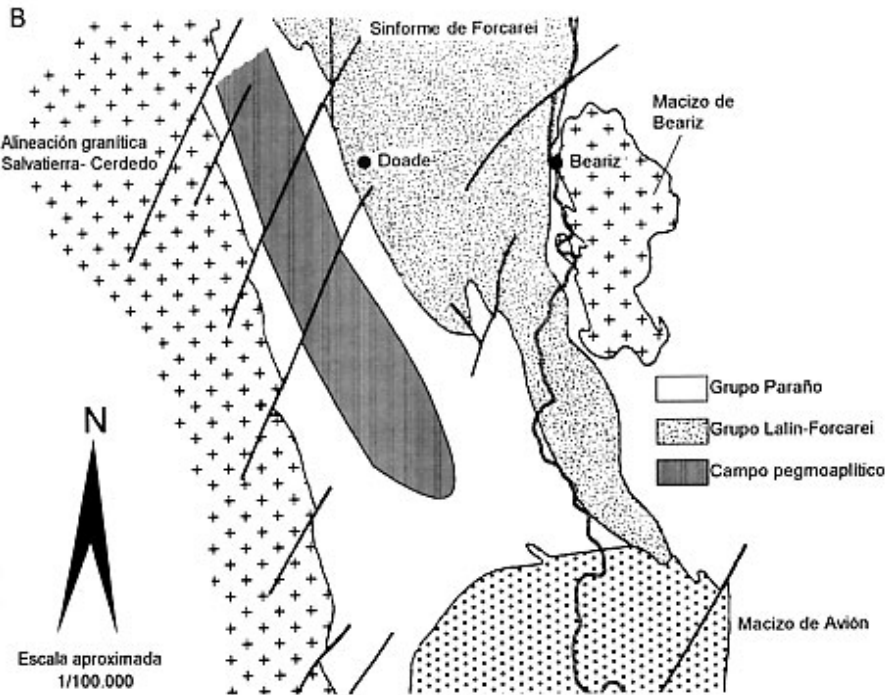
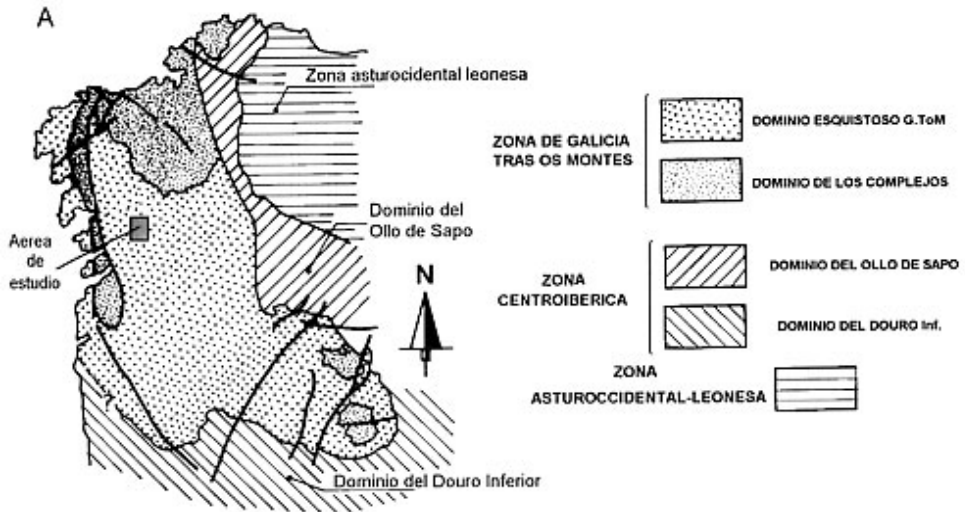


Fig. 1A. Situación del área de estudio dentro de la Zona de GALICIA TRAS OS MONTES (FARIAS *et al*, 1986).

Fig. 1B. Esquema geológico del área de Doade.

estructuras hercínicas, a la vez que el carácter sincinemático de los granitos y la existencia de bandas de cizalla, hace que presenten una fuerte orientación.

El Grupo Paraño es una sucesión de gran potencia, predominantemente esquistosa, con intercalaciones de cuarcitas y metavulcanitas ácidas. (MARQUINEZ, 1984) En esta área únicamente se observan los tramos altos, consecuentemente con su posición dentro del Sinforme de Forcarei. La litología más abundante son los micaesquistos andalucíticos, petrográficamente micaesquistos más o menos cuarzosos o feldespáticos, con andalucita y granate en porfidoblastos, indicando la existencia de metamorfismo de contacto. Intercalados con los anteriores existen unos tramos caracterizados por un enriquecimiento en cuarzo que macroscópicamente se distribuye en lentes centimétricas fuertemente plegadas, existiendo un tránsito gradual entre estas dos facies que son similares petrográficamente, diferenciándose únicamente por la proporción de cuarzo. Localmente se presentan bancos de cuarcitas blancas afectadas por una esquistosidad muy penetrativa, con una potencia que raramente sobrepasa los 2 m y una traza cuya longitud es normalmente inferior a 100 m.

El grupo Lalín-Forcarei es un conjunto de litologías variadas en el que predominan los micaesquistos feldespáticos y los paraneises, encontrándose a su vez niveles ortoderivados de anfíbolitas y neises (MARQUINEZ, 1984).

En el área de Doade, el tránsito del Grupo Paraño al Grupo Lalín-Forcarei se realiza a través de un nivel predominantemente cuarcítico que tiene un desarrollo

irregular y puede alcanzar potencias de unos 50 m. El nivel se presenta con diversas facies, desde micaesquistos muy cuarcíticos hasta cuarcitas blancas y grises en bancos de 0,5 a 1 m, siendo estas variaciones litológicas posiblemente de origen sedimentario, aunque en algunos casos se puede interpretar como producto de la intensa tectonización. Petrográficamente presentan una mineralogía principal de cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita, habiendo desaparecido en este nivel los minerales de metamorfismo de contacto. En el campo parece estar en continuidad sedimentaria con los materiales del Grupo Paraño y representar quizás únicamente un mayor aporte detrítico, lo que explica que en trabajos anteriores haya sido considerado tanto como perteneciente al Grupo Lalín-Forcarei (ITGE, 1986), como incluido en la parte superior del Grupo Paraño (MARQUINEZ, 1984).

El Grupo Lalín-Forcarei (s.s) se puede definir a partir de un nivel de anfíbolitas, que alcanza una potencia de unos 20 m, aunque este se presenta no muy bien definido cartográficamente a causa de oscilaciones de potencia y fuerte replegamiento. Las anfíbolitas presentan un bandeo producido por la alternancia de bandas de plagioclasa en porfidoblastos y bandas de anfíbol verde de tipo hornblenda.

A partir del nivel de anfíbolitas son predominantes los micaesquistos y paraneises con porfidoblastos de plagioclasa de pequeño tamaño. Petrográficamente son micaesquistos feldespáticos, formados por moscovita, cuarzo, plagioclasa y biotita, presentándose la plagioclasa en porfidoblastos con inclusiones de cuarzo. Los paraneises intercalados son petrográfica-

mente similares pero con una mayor proporción de cuarzo.

En la parte inferior de la serie hay un tramo de unos 300 m de potencia, con intercalaciones de anfibolitas y ortoneises biotíticos (formados por plagioclasa, cuarzo y biotita) entre los metasedimentos. En la parte alta de la serie aparecen varios niveles discontinuos de cuarcitas tableadas blancas que llegan a tener 20 m de potencia; presentan una esquistosidad muy marcada y reflejan cartográficamente el cierre de una estructura sinclinal del flanco del Sinforme de Lalín.

La edad de los grupos Paraño y Lalín-Forcarei es estimada por IGME (1989) entre el Silúrico y el Devónico, pero sin poder hacer más precisiones sobre su edad, a causa de la intensidad del metamorfismo.

Los cuerpos de pegmoaplitas que forman el campo de Doade tienen morfología filoniana y afloran en una banda paralela al contacto de la alineación granítica Salvatierra-Cerdedo. Presentan potencias variadas, desde 1 m a cerca de 10 m y encajan en los metasedimentos del Grupo Paraño, en general concordantes en dirección con la esquistosidad principal de los mismos. Frecuentemente se encuentran plegados por la S3 por lo que se deduce

que su intrusión se produce durante esta fase. Estas estructuras plegadas son comunes a todo el campo, ya que se pueden observar también varios kms mas norte (Fig. 2) y son citadas en el área de Forcarei por FUENTES FUENTES *et al* (1996 b).

El campo pegmoaplítico tiene una zonalidad manifiesta, evolucionando la composición mineralógica de los cuerpos pegmoaplíticos según su posición respecto al granito del flanco occidental.

### Tectónica

Las diversas fases de deformación que afectan a este área, corresponden a las fases hercínicas observables en el arco interno de Galicia, en la que se presentan los materiales afectados por una esquistosidad polifásica.

Se admite que los acontecimientos tectonometamórficos se desarrollan en tres fases. De la primera fase queda una esquistosidad S1, muy difícil de observar, la segunda fase de deformación provoca el cabalgamiento de la Zona de Galicia -Tras Os Montes sobre el Anticlinorio del Olló de Sapo y la Unidad de los Montes de Invernadeiro (ITGE, 1989). La tercera fase produce un repliegue general de las

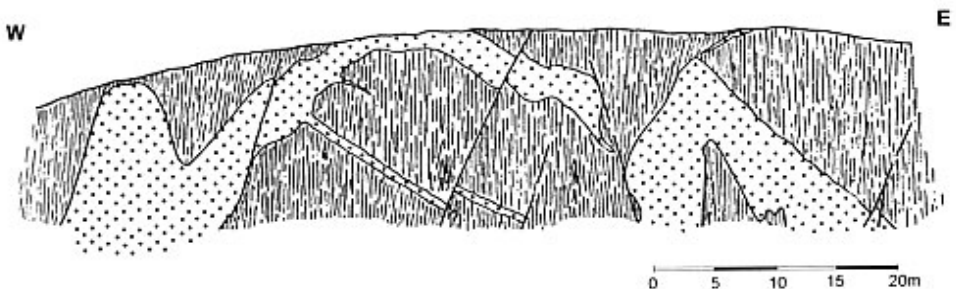


Fig. 2: Pliegues en cuerpos pegmoaplíticos. Carretera N 541 (Madrid Pontevedra), km 620.

estructuras, formando la mayoría de los pliegues menores observables y las grandes estructuras de la zona; el sinforme de Forcarei y el Antiforme del Candán.

El área estudiada se sitúa sobre el flanco occidental del Sinforme de Forcarei siendo su rasgo estructural más manifiesto la existencia de una esquistosidad principal que se presenta como una «schistosity» (incluyendo a S2-S3). Sobre algunos niveles competentes, en bancos cuarcíticos o en algunas localidades, es posible separar S3 como esquistosidad de crenulación, de S2 «schistosity». En estos casos, las muestras petrográficas definen a la S3 como una esquistosidad de flujo incipiente que produce microplegamiento, recrecimiento y recristalización de la moscovita. Sin embargo, como ya se ha citado, la característica principal del sector es la presencia generalizada de una «schistosity» con direcciones medias N 160-150 E y buzamientos subverticales inclinados tanto al E como al W, con un marcado predominio de estos últimos. Se interpreta esta «schistosity» como el resultado de la obliteración de dos esquistosidades de la misma dirección, correspondientes a la segunda y tercera fase, aunque dicha obliteración es una característica local del área, ya que a escala regional, la S3 se suele presentar como esquistosidad de crenulación.

Estas tres esquistosidades reflejan, al menos, la existencia de dos fases tectónicas con distinto desarrollo de las meso y macroestructuras resultantes, pero, a escala local dentro del área, el principal mecanismo de deformación es el proceso de «buckling», ya que la existencia de una fuerte anisotropía penetrativa (esquistosidad S2-S3) y la falta generalizada de nive-

les de potencia métrica condicionan a que la deformación se produzca según dicho mecanismo con la consecuente ausencia de mesoestructura y sin embargo dando lugar a numerosos micropliegues observables sobre vetas centimétricas de cuarzo de segregación, muy abundantes en los materiales del Grupo Paraño.

Dada la obliteración de las fases tectónicas F2 y F3, estos micropliegues han de ser atribuidos a la tercera fase de deformación, y sólo en muy raros puntos han sido observadas figuras de interferencia en micropliegues. Geométricamente, los micropliegues se caracterizan por su tamaño centimétrico, ángulos pequeños entre flancos, ejes subhorizontales con pinchamiento del orden de 10° a 15° en sentidos S y N, más frecuentemente en este último sentido y la dirección coincidente con la esquistosidad dominante.

Los filones pegmoaplíticos, que se intruyen durante la tercera fase, resultan plegados y foliados en algunos casos, siguiendo sus ejes las direcciones generales. En general, en los filones la morfología de estos pliegues es asimétrica, suelen presentar planos axiales subverticales y fenómenos frecuentes de boudinage.

Los movimientos póstumos están registrados en una red de fracturas de trazas kilométricas y rectas. Sus direcciones se encuentran en el entorno de los N 30°-40° E. Son generalmente fallas dextróginas con componente principal horizontal y con desplazamientos que llegan a alcanzar varios cientos de metros. En sectores próximos a estas fallas se desarrollan zonas de «kink band» y de forma no muy claramente relacionada, una esquistosidad de

crenulación débil, detectable en campo y petrográficamente.

### **Metamorfismo**

El metamorfismo regional que acompaña a las fases de deformación hercínicas, alcanza su máximo desarrollo en la interfase F2-F3, y es epi-mesozonal de tipo presión baja (MARQUINEZ, 1984). Posteriormente, y acompañando a la intrusión de los granitos, se desarrolla un metamorfismo de contacto que se superpone al regional, quedando indicado por la formación de minerales tales como andalucita, granate, sillimanita, cordierita e incluso parte de la biotita que puede atribuirse al metamorfismo de contacto.

### **LAS DIVERSAS VARIEDADES DE PEGMOAPLITAS**

En conjunto, los cuerpos pegmoaplíticos se caracterizan por la presencia de «layerings» con distintos tamaños de grano y por la ausencia de zonaciones y de texturas gráficas. Petrográficamente, son rocas granudas con textura alotriomórfica y granulometría variable que va desde tamaños que oscilan alrededor del milímetro e inferiores, hasta 1-2 cms. Normalmente son de composición relativamente homogénea, sin embargo, en ocasiones aisladas, pueden mostrar un bandeo composicional (distintos contenidos en feldespato potásico) y/o granulométrico.

Presentan signos de deformación generalizada e incluso pueden estar foliadas. Las características tectónicas más comunes son: extinciones ondulantes de todos los

componentes y especialmente del cuarzo, flexionamiento y hasta «kinkamiento» de las láminas de mica y deformación de los planos de macla en la albita. A veces se observa una orientación bastante bien definida a la que se puede atribuir exclusivamente un origen tectónico, pero en otras ocasiones esta orientación parece ser debida a flujo magmático o a la superposición de ambos procesos, tectónico y magmático, a la vez.

Los componentes principales más comunes de los cuerpos pegmoaplíticos son cuarzo, albita y moscovita. El cuarzo es un componente común que aparece en cristales alotriomórficos y subredondeados, la moscovita se halla en pequeños cristales subidiomórficos, puede sustituir a los feldespatos, y reemplaza a la biotita quedando como productos derivados en esta sustitución (cristales de opacos, esfena e impurezas ferríferas en el interior de sus cristales). La albita suele ser el mineral dominante; se han diferenciado dos variedades:

a). albita-1; se presenta en cristales subidiomórficos o alotriomórficos de tamaño superior al milímetro, maclada comúnmente según la ley de la Albita.

b). albita-2; es una albita de formación tardía que aparece exclusivamente en las pegmoaplitas más diferenciadas.

También como minerales fundamentales, dependiendo de los casos, pueden hallarse feldespato potásico, espodumena y petalita. El feldespato potásico se halla en los tipos de pegmatitas menos evolucionados y su contenido varía de unos tipos a otros, desde un 20-25% hasta cantidades muy accesorias (1-2 %). Cuando es muy

abundante, aparece en gruesos cristales, mayores de 2 mms e incluso centimétricos, con cierta tendencia a las formas subidiomórficas. Por el contrario, la espodumena se encuentra únicamente en las pegmoaplitas más evolucionadas, puede ser muy abundante e incluso el mineral mayoritario, presentándose en cristales de hábito prismático y con foliaciones muy marcadas. La petalita se ha hallado solamente en un ejemplar de las pegmoaplitas más evolucionadas.

Como constituyentes accesorios, con contenidos inferiores al 5%, aparecen: biotita, berilo, casiterita, eosforita-childrenita, apatito y minerales de arcilla. Son accesorios en proporciones menos significativas: clorita, rutilo y minerales opacos, como la esfena, mineral de hierro, circón y esporádicamente turmalina y anatasa. La biotita solo está presente en las pegmoaplitas menos evolucionadas y en cantidades muy accesorias que por lo general no superan el 2-3 % del total de la roca. El berilo empieza a aparecer en las pegmoaplitas sin biotita y continúa en los tipos más diferenciados. Se presenta en pequeños cristales idiomórficos a menudo alterados.

Dentro de los minerales opacos hay que resaltar la casiterita que se forma únicamente en los tipos de pegmoaplitas más evolucionadas y en los greísenes asociados. Presenta cristales de hábito variable, desde idiomórfico, los de tamaños menores, hasta alotriomórficos los mayores (0,5 mm). Puede incluir cuarzo y minúsculos opacos, algunos de los cuales podrían corresponder a columbotantalita. Estos minerales han sido los beneficiados en las

labores mineras desarrolladas sobre los cuerpos pegmoaplíticos.

Atendiendo a la composición mineralógica se han podido separar cuatro tipos de pegmoaplitas que corresponden a sucesivos grados de evolución dentro de una misma familia (Fig. 3).

#### **Tipo. 1. Pegmoaplitas de dos micas con biotita residual.**

Están constituidas por cuarzo-moscovita y feldespato potásico como minerales fundamentales. La biotita siempre aparece en cantidades muy bajas 2-3%, como componente metaestable, en estado de moscovitización o más raramente cloritizándose, sin embargo su presencia sirve para indicar el grado más bajo de diferenciación de este tipo de pegmoaplitas en relación con los siguientes. En algunos casos pueden comenzar a apreciarse fenómenos de albitización.

#### **Tipo. 2. Pegmoaplitas moscovíticas.**

Están constituidas básicamente por cuarzo, moscovita, albita y feldespato potásico, habiendo desaparecido la biotita. La albitización se va acentuando y empieza a encontrarse berilo.

#### **Tipo. 3. Pegmoaplitas albíticas.**

Se caracterizan por no contener cantidades apreciables de feldespato potásico. La paragénesis queda formada básicamente por cuarzo, moscovita y albita. Aparecen las dos variedades de albita y se pueden encontrar berilo y casiterita.

#### **Tipo. 4. Pegmoaplitas litiníferas o con minerales de litio.**

Corresponde al grupo más evolucionado, son un subtipo de las anteriores en cuanto a que están formadas también por cuarzo, moscovita, albita (2 variedades).



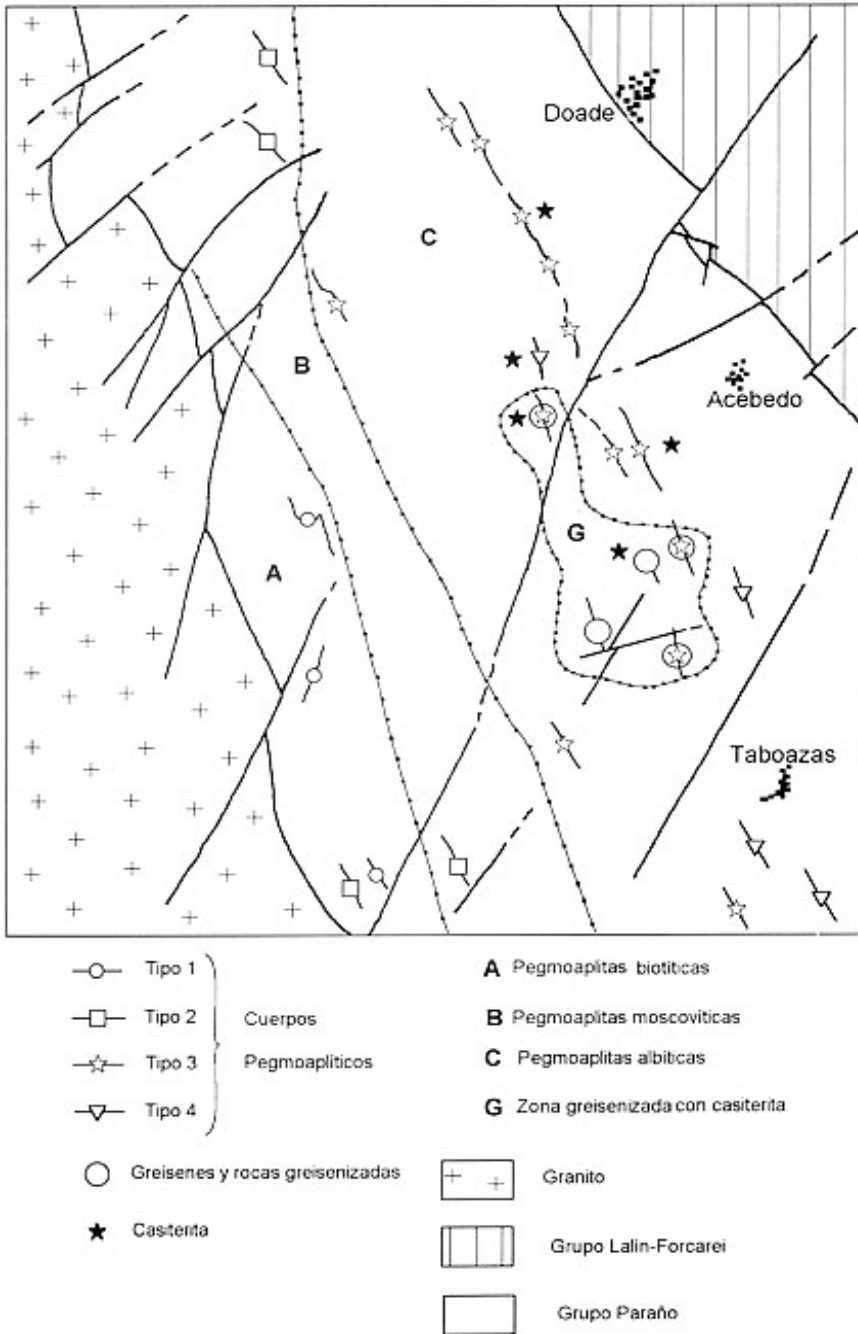


Fig. 3. Distribución espacial de los cuerpos aplopegmatíticos.

Sin embargo, se han considerado aparte por el enriquecimiento que presentan en minerales de litio como espodumena o en algún caso petalita. Al igual que en el grupo anterior pueden tener además berilo y casiterita.

El paso de un tipo a otro se produce de manera gradual, encontrándose cuerpos pegmoaplíticos del tipo 2, en los que la biotita queda como mineral relicto o algunas del tipo 3, donde el feldespato potásico se conserva sólo como un pequeño cristal en el interior de algún cristal de albita.

Superpuestos a todos los tipos citados, aunque con mayor frecuencia y sobre todo con mayor intensidad en los más evolucionados, aparecen fenómenos de greisenización que pueden concluir con la formación de greisenes mineralizados en los tipos 3 y 4, básicamente formados por cuarzo y moscovita, incluyendo pequeñas cantidades de apatito y casiterita.

## **EL CAMPO DE DOADE Y LA ZONIFICACION DE LAS VARIEDADES PEGMOAPLITICAS**

En el Campo de Doade fueron explotados la gran mayoría de los cuerpos pegmoaplíticos por medio de trincheras a cielo abierto, planos inclinados y galerías en dirección sobre dichos cuerpos, desarrollándose con más intensidad los trabajos sobre los tramos de los filones que se encontraban alterados meteóricamente (recibiendo el nombre local de «barros»).

El mayor desarrollo de los trabajos se localiza en el campo situado al norte del río Doade, con importante desarrollo de labores a cielo abierto, y en un sector al

Sur de la localidad de Acebedo, donde se localiza una galería de extracción que arranca desde la cota de 680 m, con la que se benefician al menos dos de los filones mas importantes existentes en ese área. El final de la actividad minera se centró en el lavado de los aluviones del río Doade, los cuales fueron totalmente explotados. La existencia de abundantes labores mineras proporciona buenos puntos de observación para el estudio de los cuerpos pegmoaplíticos.

Dentro del campo de Doade, los diversos tipos de cuerpos pegmoaplíticos presenta una manifiesta distribución espacial, que se refleja en la localización de sus afloramientos. Esta disposición divide el campo en dos sectores, occidental y oriental y este a su vez en tres subsectores; norte, centro y sur (Fig. 4).

### **Sector Occidental**

En este sector, los cuerpos en el campo pegmoaplítico se disponen con una relativa dispersión. Los más importantes y continuos de ellos tienden a situarse a distancias de 200 a 400 m del contacto del granito. Las longitudes de los afloramientos alcanzan los 400 m aunque se detectan numerosos cuerpos menores (30-50 y 100 m). Las potencias de los cuerpos, normalmente en relación con la longitud de los mismos, oscilan desde 1 m a 5 m. Estas pegmoaplititas corresponden a los tipos 1 y 2 aunque en las más alejadas del granito comienzan a aparecer cuerpos más albiticos correspondientes al tipo 3.

Los cuerpos pegmoaplíticos se encuentran plegados por la fase 3, dando lugar a pliegues de plano axial subverti-

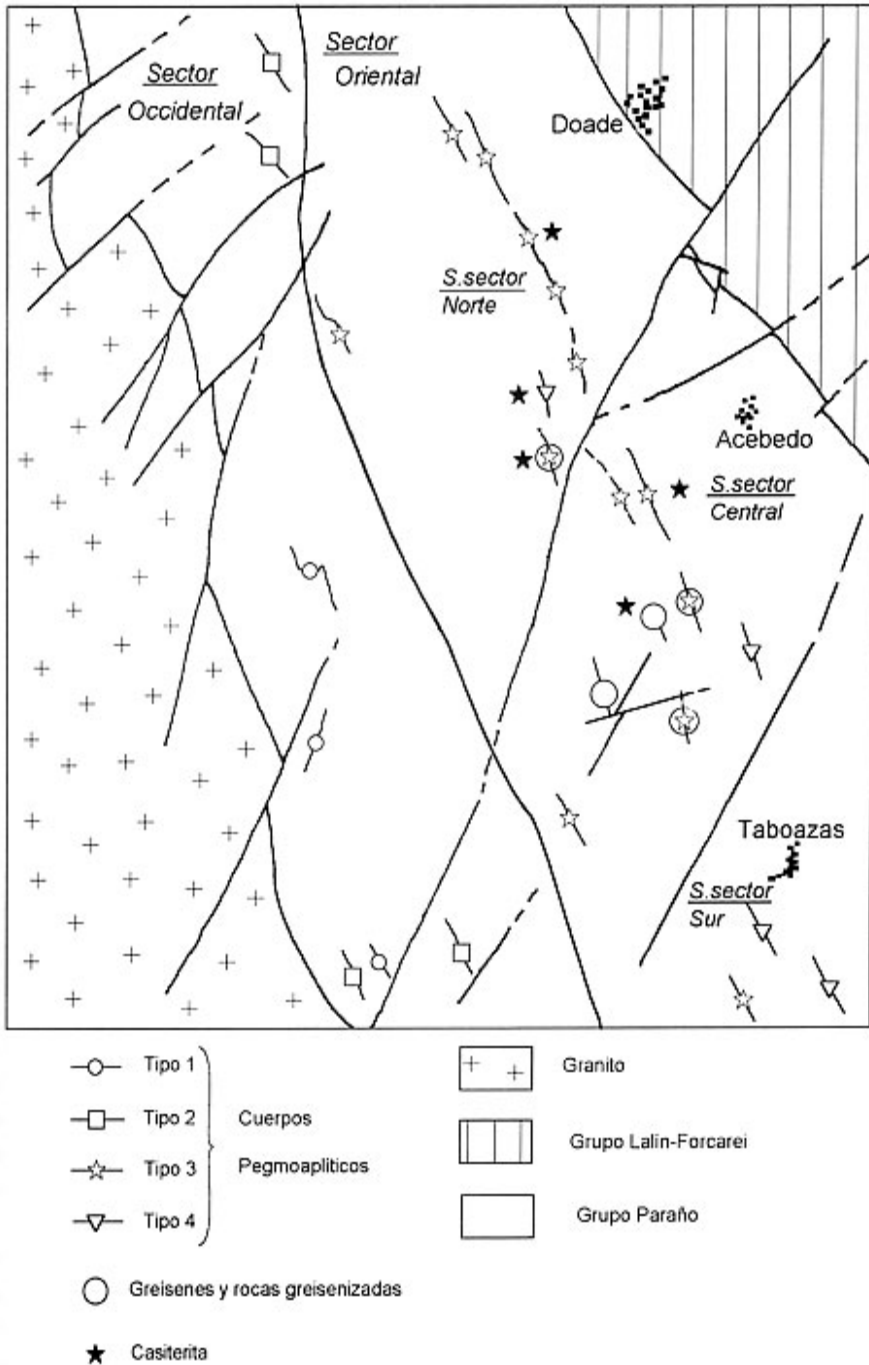


Fig. 4. Sectores del campo pegmoaplítico de Doade

cal, o vergentes al Este y con mayor desarrollo de los flancos Oeste, esto implica que los cuerpos se presenten generalmente concordantes en dirección con la esquistosidad principal y muy verticalizados, mayoritariamente buzando al Oeste.

### **Sector Oriental**

En este sector es donde los cuerpos pegmoaplíticos alcanzan más desarrollo longitudinal y donde se encuentran más evolucionados petrológicamente, siendo portadores de mineralizaciones de Sn-Ta. Se sitúan a una distancia del contacto del granito entre 1500 a 2000 m y los cuerpos siguen una dirección aproximada de N 150 E. Este campo puede ser dividido en tres subsectores:

#### **Subsector Norte**

Por encima del río Doade, en el que aparece un cuerpo principal de pegmoaplitita con una potencia entre 5 y 8 metros; corrida superior a los 500 m y con buzamiento general al W de 40° a 45°, a veces acompañada en su base por otra capa de 1,5 m. Esta primera capa ha sido explotada en los puntos donde presentaba alteración meteórica, por medio de pequeñas canteras. A ambos lados de la capa y hasta distancias de 250-300 m, aparecen cuerpos de menor potencia y continuidad, con labores mineras de menor envergadura. Todas ellas pertenecen a los tipos 3 y 4 con una greisenización importante. Este campo está limitado por una falla de dirección N 30° E, con un desplazamiento en la horizontal próximo a los 300 m.

#### **Subsector Central (Acebedo)**

El subsector está limitado por dos fallas, la citada anteriormente que le separa del subsector norte, y otra al sur, paralela a la anterior y de características similares, que le separa del subsector sur (Taboazas). Aquí destacan dos cuerpos principales pegmoaplíticos con longitudes de 1000 m y 800 m, que han sido objeto de explotación. En la extremidad meridional del subsector aparecen varios cuerpos de pequeñas dimensiones y con una disposición en relevo.

Las potencias de los cuerpos oscilan entre los 0,5 m y 3 m (pero pueden alcanzar los 6 m en tramos de disposición subhorizontal). Son pegmoaplititas pertenecientes a los tipos 3 y 4 con greisenizaciones.

#### **Subsector Sur (Taboazas)**

Presenta como característica un mayor distanciamiento entre los cuerpos pegmoaplíticos, que en los sectores anteriores. Está constituido por dos cuerpos principales: el situado más al E es acompañado por algunos cuerpos menores, el situado al W presenta a la mitad de su recorrido un desplazamiento en relevo, aunque también podría corresponder a un replegamiento de la capa. La longitud de los cuerpos en este sector alcanza los 1000 m y sus potencias en superficie se sitúan entre 0,5 m y 2 m, todos ellos corresponden a los tipos 3 y 4.

Estructuralmente, todos los cuerpos que aparecen en el Sector Oriental tienen una disposición general buzando hacia el W, con valores de buzamiento comprendidos entre 40° y 60°. La tercera fase de deforma-

ción los afecta al igual que a los cuerpos del Sector Occidental, pero la obliteración S2-S3 va desdoblándose, apreciándose S3 como una esquistosidad de crenulación. Este hecho queda reflejado en la disposición de las capas, similar a una escalera, que mantienen un buzamiento general al W (acomodado a la S2) y con pequeños tramos subhorizontales (propiciados por la S3), produciéndose también un aumento de potencia en los tramos subhorizontales favorecido por un comportamiento disarmonico entre los cuerpos de pegmoaplitas y los micaesquistos encajantes.

El tipo de estructura en escalera, que ha sido observada en varias labores subterráneas que beneficiaban las bonanzas formadas en los tramos subhorizontales, es otro argumento que apoya la hipótesis de la intrusión de los cuerpos aplopegmatíticos durante la tercera fase de deformación, o cuando ésta estuviera en un momento avanzado. Conclusiones similares sobre el momento de emplazamiento son planteadas por FUENTES FUENTES, *et al* (1996 b).

### **CONCLUSIONES: ZONALIDAD Y MINERALIZACIONES DE LAS PEGMOAPLITAS DE DOADE**

El campo pegmoaplítico de Doade forma la extremidad meridional de un gran campo pegmatítico emplazado en el flanco occidental del Sinforme de Forcarei que con dirección N160-150 E se extiende con una longitud de 25 kms desde el Norte de la localidad de Forcarei hasta el Sur de la localidad de Doade.

Dentro del área estudiada, el campo tiene unas dimensiones del orden de 5 x 2 Kms y mantiene la dirección media de

N160-150 E. Se han diferenciado cuatro tipos de pegmoaplitas en función de su composición mineralógica:

Tipo. 1 Pegmoaplitas de dos micas con biotita residual

Tipo. 2 Pegmoaplitas moscovíticas

Tipo. 3 Pegmoaplitas albíticas

Tipo. 4 Pegmoaplitas litiníferas o con minerales de litio

La distribución espacial de los distintos tipos de pegmatitas, presentes en el Campo de Doade pone de manifiesto que se encuentran ordenados de menor a mayor grado de diferenciación a medida que se alejan del contacto granítico hacia la roca metamórfica encajante.

Dicha distribución se presenta de la siguiente manera:

Una zona de pegmoaplitas de dos micas con biotita residual (tipo 1) en el contacto inmediato con el granito; una segunda zona de pegmoaplitas moscovíticas (tipo 2) que incluye localmente a la anterior, pero que continua hacia el Este al alejándose del contacto granítico. Por último, una tercera zona, mucho más extensa, de pegmoaplitas albíticas (tipo 3) que en algunos sectores aparece enriquecida en minerales de litio (pegmoaplitas del tipo 4). Incluida en esta zona albítica y en gran parte coincidente con la litinífera, aparece un área de rocas fuertemente greisenizadas. La mineralización de casiterita se encuentra en esta última zona de pegmoaplitas albíticas y litiníferas y en los greísenes.

Se puede afirmar que todos los cuerpos pegmoaplíticos estudiados corresponden a una misma familia, siendo sus diferencias un distinto grado de evolu-

ción, según se va produciendo un alejamiento del foco emisor. El mineral de interés económico, beneficiado tradicionalmente en las pegmoaplititas, ha sido la casiterita, pero también es destacable la presencia de columbotantalita y espodumena. Trabajos realizados por la E.N. ADARO (1985) permiten conocer el orden de contenidos en Sn y Ta de las pegmoaplititas más evolucionadas, que fue estimado para el conjunto de los cuerpos pegmoaplíticos del campo en 1100-1200 ppm de Sn y 150 ppm de Ta.

Es destacable también el mayor

grado de evolución mineralógica de estas pegmoaplititas respecto a las descritas por FUENTES FUENTES *et al* (1996 b) en la extremidad septentrional del campo, en el sector de Forcarei, donde solo aparecen tipos menos evolucionados y sin mineralizaciones de casiterita. Esta diferencia permite afirmar que también dentro del campo pegmatítico Forcarei-Doade, existe una zonali dad Norte-Sur, aumentando hacia el Sur la complejidad mineralógica y los contenidos en litio estaño y tántalo.

**BIBLIOGRAFIA**

- CASTROVIEJO, R. (1974). Estudio geológico y metalogénico de la zona de Bearíz (Orense) y de sus yacimientos de minerales de Sn-W.- I. Introducción a la Minería y a la Geología del área. *Bol. Geol. Min.* LXXXV-C, pp 16-36.
- CASTROVIEJO, R. (1975 a). Estudio geológico y metalogénico de la zona de Bearíz (Orense) y de sus yacimientos de minerales de Sn-W.- II Petrología. *Bol. Geol. Min.* LXXXVI-II, pp. 14-38.
- CASTROVIEJO, R. (1975 b). Estudio geológico y metalogénico de la zona de Bearíz (Orense) y de sus yacimientos de minerales de Sn-W.- III. Tectónica. *Bol. Geol. Min.* LXXXVI-III, pp 30-44.
- E.N. ADARO. (1985). Investigación minera de Sn-Ta en «Doade-Forcarei» Permisos de Investigación: Doade, Cernedo, y Folgoso. y C.E. «Peregrina» (Pontevedra-Orense). *PNAMPM*.
- FUENTES FUENTES, M. & MARTIN IZAD, A. (1996 a). El campo pegmatítico de Lalín y sus mineralizaciones de Sn, Ta y Nb asociadas (Pontevedra, Galicia, España) *Geogaceta* 20 (7) 1590-1593.
- FUENTES FUENTES, M. & MARTIN IZAD, A. (1996 b). El campo pegmatítico de Forcarei Norte y las mineralizaciones de fosfatos asociadas (Galicia España) *Geogaceta* 20 (7) 1594-1597.
- I.G.M.E. (1986) Memoria del Mapa Geológico 1/50.000 nº 186 Puente Caldelas.
- I.T.G.E. (1989) Memoria del Mapa Geológico 1/200.000 nº 17/27 Ourense Verín.
- HENSEN, B. J. (1967) Mineralogy and petrography of some tin, lithium and beryllium bearing albite-pegmatites near Doade, Galicia, Spain. *Leidse Geologis. Med.*, 39; pp.249-259.
- MARQUINEZ, J. L. (1984) *La Geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Hercínica, NW de España)*. Mem. del I.G.M.E. nº100 213 pp.
- PARGA PONDAL, I. & CARDOSO, G. M. (1948). Die Lithiumpegmatite von Lalín in Galizien. (Prov. Pontevedra, Spanien) Schweiz. Min. Petr. Mirt. 28, 324-334.
- VON KNORRING, O. & VIDAL ROMANI, J. R. (1981). On the mineralogy of the O Casteliño spodumene pegmatite near Lalín, Galicia Spain. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. 2 . 259-262.