LEIDSE GEOLOGISCHE MEDEDELINGEN, Deel 52, Aflevering 1, pp. 101–107, 1-7-1981

ORIGEN DE LA ESCAPOLITA EN METAPELITAS Y ROCAS ANFIBOLICAS DE SERIES DEL CAMBRICO INFERIOR DEL OCCIDENTE DE ASTURIAS (NW DE ESPAÑA)

POR

O. SUÁREZ*) & E. ARIAS

ABSTRACT

Levels of layered green rocks, characterized by the presence of a fibrous green tremolitic-actinolitic amphibole and/or scapolite, cropping out in the core of the San Martin anticline in the base of Vegadeo limestone (Lower Cambrian) are studied.

The origin of the scapolite, under the point of view of the textural relations between the scapolite and the other minerals, is discussed, considering the fact that these series are near the intrusive granite of Boal.

The presence of abundant scapolite in some levels is explained as the result of a high concentration of salts in the interstitial fluids of the original series, probably to some extent of evaporitic nature.

Finally, it is concluded that the formation of such a mineral is related to the contact metamorphism caused by the thermic intrusion of the granite of Boal, and not to the phases of the Hercynian regional metamorphism of green-schist facies in this area.

RESUMEN

Dentro del núcleo del anticlinal de San Martín, en la base de las calizas de Vegadeo (Cámbrico Inferior), existen niveles de rocas verdosas alternando con calizas y dolomias, que se caracterizan mineralógicamente por la existencia de escapolita poiquiloblástica y/o anfíbol de la serie tremolita-actinolita. Se discute el origen de esta escapolita, teniendo en cuenta el hecho de la proximidad de estos afloramientos al granito intrusivo de Boal. La existencia de escapolita, abundante en algunos niveles, es interpretado como resultado de la presencia de una elevada concentración de sales en los fluidos intersticiales de la serie original, posiblemente consecuencia de la naturaleza evaporítica de la misma. Su formación parece ligada el periodo de intrusión granítica más que al metamorfismo regional herciniano, de facies esquistos verdes en esta zona.

INTRODUCCION

En el Paleozoico del Occidente de Asturias aparecen unos niveles de rocas verdes con escapolita y/o anfibol, interestratificados con la Caliza de Vegadeo (Georgiense Superior–Acadiense). Estos afloramientos se sitúan dentro del núcleo del denominado Anticlinal de San Martín por Marcos (1973). Se trata de un pliegue de gran magnitud de traza axial aproximadamente N–S, ligeramente incurvado según el arco que dibujan las estructuras hercinianas y que se continua a lo largo de unos 80 km.

En el núcleo del citado anticlinal (Fig. 1), afloran materiales del Cámbrico (Formaciones de Cándana y Vegadeo), formando un domo alargado en dirección N–S. La escapolita se desarrolla preferentemente en metasedimentos pelíticos (pizarras verdes y margas) que se superponen a las rocas carbonatadas (calizas y en menor proporción dolomías) de la formación Vegadeo. Las calizas y dolomías no afloran de forma continua, en toda la extensión de la estructura en domo, sino que están sustituidas en amplios tramos por el citado nivel pelítico comprendido por Marcos (1973) dentro de la denominada 'Serie de los Cabos'. Esta formación esta constituida por una alternancia de cuarcitas y pizarras que en el este se pone en contacto por cabalgamiento con las pizarras de Luarca.

Existen además dos afloramientos de rocas igneas. En la parte norte de la estructura en domo se encuentra asociada, a las pizarras verdes una diabasa de escasa potencia (1 a 2 m), que posiblemente sea correlacionable con las rocas básicas que aparecen interestratificadas en la base de la Serie de los Cabos. Emplazado dentro de las pizarras de Luarca se halla el granito intrusivo de Boal, batolito de aproximadamente 19 km^2 de extensión.

La existencia de escapolita en metasedimentos plantea el problema del origen de los constituyentes volátiles, que forman parte de la composición de este mineral (en particular Cl_2 y CO_2). La formación de escapolita se ha explicado por procesos muy diferentes. Por metasomatismo, el cual implica la introducción de importantes cantidades de volátiles (Edwards & Baker, 1954), cuya fuente más probable estaná en las rocas igneas, caso de existir estas en las zonas de escapolitización. O bien por metamorfismo isoquímico de sedimentos con minerales de naturaleza evaporítica tales como halita, yeso, anhidrita además de carbonatos (White, 1959; Hietanen, 1967; Ramsay & Davidson, 1970; de Wit, 1970 entre otros). Más recientemente, se atribuyo la formación de escapolita en rocas igneas o sedimentarias, originalmente sin halita ni carbonatos, debido, a procesos de difusión e introdución de volátiles derivados de sedimentos adyacentes que los contenían: Ramsay & Davidson (1970), Serdyuchenko (1975).

La zona objeto de este estudio, está afectada por el metamorfismo regional herciniano de bajo grado en esta área, que corresponde a la epizona. Por otra parte se encuentra relativamente próxima a un granito intrusivo de dos micas y en la parte donde las rocas verdes con escapolita tienen mayor extensión, se sitúa el pequeño afloramiento de roca básica.

Se plantea pues el problema de correlacionar la genesis de la escapolita con la recristalización debida a la acción del metamorfismo regional o del de contacto producido por la roca básica o por la intrusión granítica, y finalmente si los

*) Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Oviedo, Oviedo, España.

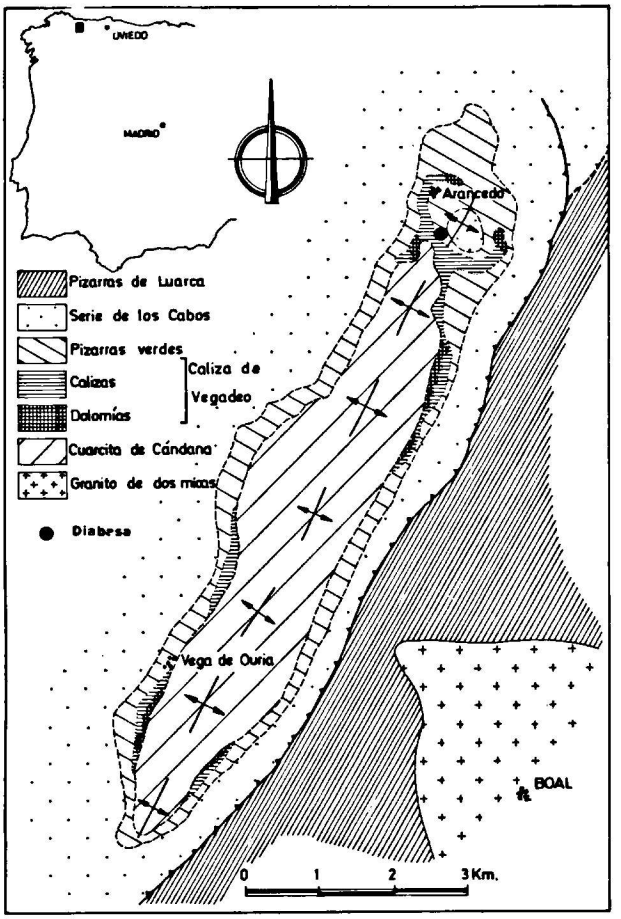


Fig. 1. Esquema geológico de la zona donde afloran las rocas con escapolita.

volátiles proceden de las rocas igneas o si por el contrario los contenían originariamente los sedimentos.

PETROGRAFIA DE LAS ROCAS CON ESCAPOLITA

Los afloramientos más importantes de rocas con escapolita se localizan en la parte norte de la estructura en domo, en las proximidades del pueblo de Arancedo. La escapolita es visible a simple vista en las rocas verdes interestratificadas con las calizas y dolomías.

De las 80 láminas delgadas estudiadas, pertenecientes a los diferentes materiales representados en esta zona, se deduce que la escapolita está practicamente restringida a las pizarras verdes y margas asociadas a las rocas carbonatadas de la formación Vegadeo, y posiblemente a algunas pizarras de la Serie de los Cabos.

Las características petrográficas de los tres tipos diferentes de rocas con escapolita (calizas, metapelitas y rocas anfibólicas) son descritas a continuación.

Calizas

Son rocas bastante recristalizadas por efecto del metamorfismo regional y posiblemente también por el de contacto relacionado con el granito. Presentan a veces una marcada reorientación de los cristales de calcita debida al desarrollo de la esquistosidad primaria herciniana. Los cristales de calcita muestran en este caso un alargamiento bastante acusado y cierta deformación. En otras zonas son calizas marmóreas formadas por cristales de calcita de mayor tamaño y con textura granoblástica.

La composición mineralogica es muy heterogenea ya que a veces se trata de calizas muy puras pero frecuentemente existen otros minerales en proporciones variables. Además de la escapolita que es muy escasa y parece reemplazar otros minerales de hábito cuadrado, son muy abundantes la flogopita y moscovita, anfiboles de la serie tremolita-actinolita, cuarzo (a menudo idiomórfico y con abundantes inclusiones de carbonatos) opacos y turmalina, también feldespatos alterados y masas pelíticas.

Las dolomías asociadas se caracterizan por una recristalización más importante, con cristales de mayor tamaño y generalmente idiomórficos presentando a veces un zonamiento acusado debido a la existencia de óxidos de hierro, más abundantes en el núcleo y distribuidos desigualmente en zonas concentricas. Es frecuente el cuarzo en vetas o filoncillos.

Metapelitas con escapolita

Son rocas de color verde obscuro, de aspecto masivo y bastante densas, con un moteado claro debido a la escapolita, mas acusado en las superficies meteorizadas. El color blanco de los cristales de escapolita (de 2–3 mm de diámetro máximo) contrasta fuertemente con la matriz obscura. La textura es porfiroblástica.

La escapolita es de forma redondeada o pseudohexagonal y siempre poiquiloblástica, constituye normalmente entre un 30 y 40 % de la roca. El resto corresponde a una matriz de grano fino a muy fino formada por biotita verde, clorita, cuarzo, moscovita, epidota y turmalina, pudiendo existir en proporción elevada anfibol y a veces carbonatos.

Teniendo en cuenta la composición mineralógica y las características de la matriz se distinguen tipos diferentes.

a) Metapelitas de grano muy fino. – La matriz es tipicamente pelítica sin ningún tipo de reorientación de los minerales (fundamentalmente silosilicatos). Suelen contener carbonatos

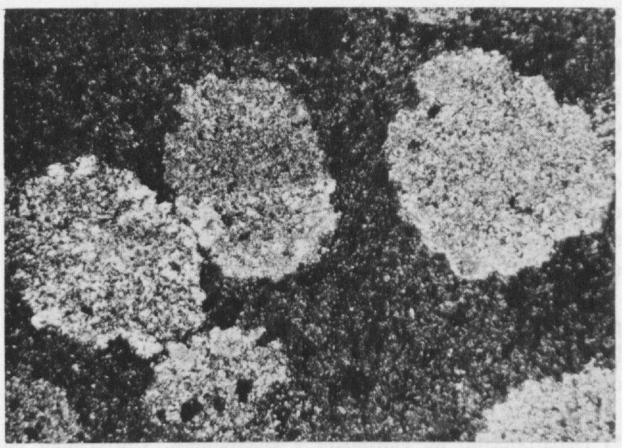


Fig. 2. Escapolitas en metapelita de grano muy fino. L.N. (× 23).

diseminados y escaso cuarzo. Los cristales de escapolita se caracterizan por bordes irregulares (Fig. 2). También existen ocasionalmente porfidoblastos de anfibol y epidota aunque de menor desarrollo que los de escapolita.

b) Metapelitas biotíticas. – La matriz es de grano fino a medio y presenta esquistosidad. La escapolita se caracteriza por estar mejor cristalizada, que en las metapelitas de grano más fino, con exfoliación bien desarrollada y en algunos casos está zonada con un núcleo más rico en inclusiones y de menor cristalinidad que la zona externa. La biotita es el mineral predominante de la matriz y se presenta con textura lepidoblástica. En las rocas más recristalizadas, el crecimiento de la biotita ha sido máximo en las zonas adyacentes a los porfidoblastos de escapolita, sobre todo cuando estos estan próximos. Evidentemente las condiciones para la recristalización de la biotita (también del cuarzo) han sido más favorables en estas zonas, posiblemente debido al empuje efectuado por la escapolita en su crecimiento.

La esquistosidad tan desarrollada que se observa en algunas metapelitas, creemos es debida a la recristalización mimética de la biotita sobre la esquistosidad primaria herciniana, menos perfecta, como es normal en esta zona teniendo en cuenta la intensidad del metamorfismo regional que las ha afectado.

Los cristales de escapolita incluyen abundante biotita, similar a la de la matriz, sin orientación alguna y de tamaño muy inferior (Fig. 3), clorita y algo de cuarzo. Con respecto a la esquistosidad, a veces, la escapolita aparece como girada, con la exfoliación generalmente oblícua a la orientación general de aquella.

Otros minerales frecuentes, además de la moscovita y clorita son la epidota en forma de granos o cristales idiomórficos diseminados en la matriz, o asociados en formas redondeadas y en algunos casos sobre la escapolita a la que parece reemplazar parcialmente. Existe también escaso anfibol de caracter poiquiloblástico. Ambos minerales, epidota y anfibol, parecen ser tardíos con relación a la escapolita y biotita.

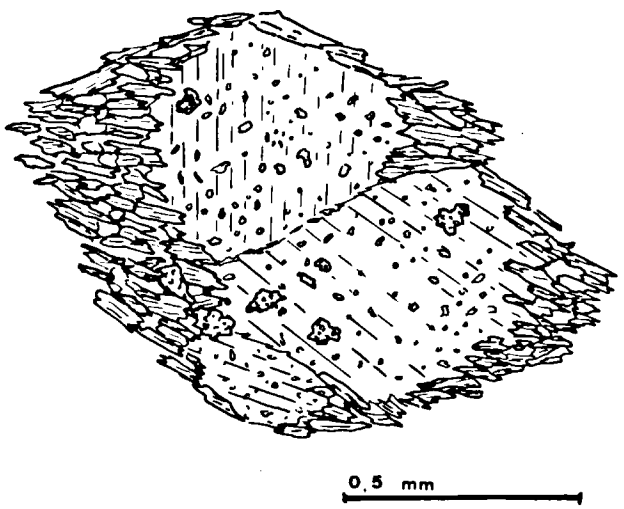


Fig. 3. Cristales de escapolitas en metapelitas biotíticas.

c) Metapelitas biotítico-anfibólicas. – Muy parecidas a las anteriores, la diferencia fundamental estriba en la existencia de un anfibol de la serie tremolita-actinolita, en proporción similar o superior a la de la escapolita. El anfibol se presenta en porfidoblastos y cristales de tamaño medio. A veces es fibroso pero más frecuentemente es poiquiloblástico e incluye abundante cuarzo.

Existen dos tipos diferentes: Unas muy ricas en granos de cuarzo y otras, menos cuarzíticas, que contienen abundante sericita y seudomorfos de hábito rectangular de clorita.

En general estas rocas son más ricas en cuarzo o sericita, y contienen menos biotita que las metapelitas biotíticas. La esquistosidad está poco desarrollada. Algunas veces presentan cierta tectonización con pequeñas fracturas rellenas por sericita, epidota o cuarzo.

En el conjunto de metapelitas estudiadas parece que la proporción de escapolita depende de la relación cuarzo/biotita, siendo más elevada en las rocas ricas en biotita, mientras que disminuye al aumentar el cuarzo.

Rocas anfibólicas)*

Macroscopicamente son rocas de color verde muy obscuras, densas y masivas como las metapelitas, pero que carecen del moteado claro y textura nodulosa que caracteriza a aquellas. No presentan esquistosidad ni orientación alguna.

Se caracterizan por la existencia de grandes cristales de anfibol verde de hábito alargado, (en ocasiones también fibrosos) de hasta 7 mm de longitud, que generalmente aparecen con disposición entrecruzada. En algunas rocas están muy bien cristalizados pero suelen ser muy poiquilíticos con una elevada cantidad de material incluido.

Con carácter intersticial o subordinado contienen epidota, cuarzo, clorita y a veces escapolita e importantes masas sericíticas de tamaño considerable que posiblemente reemplacen otros minerales. Además con carácter muy accesorio hay moscovita asociada a óxidos de Fe, carbonatos, talco y esfena.

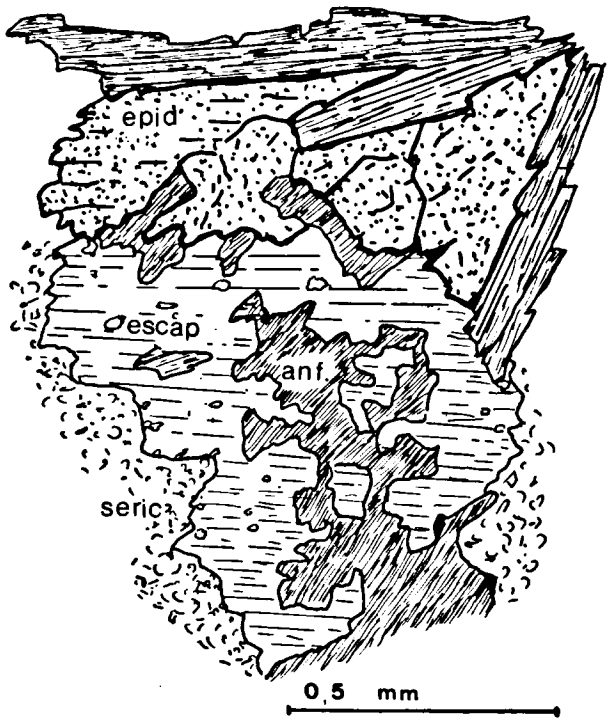
La escapolita es también poiquilítica y esta mejor cristalizada que en las metapelitas. Presenta, a veces, bordes desflecados y puede estar sustituida por anfibol (Fig. 4), o por clorita.

Es frecuente que presenten una tectonización mucho más desarrollada y generalizada que las metapelitas, que afecta a todos los minerales con desarrollo importante de fisuras y fracturas y cristalización de carbonatos, epidotas, cuarzo o sericita, rellenando estas.

MINERALOGIA

Se han analizado mediante microsonda electrónica, (CAMECA – Tipo 46 DLC) entre 3 y 7 cristales de los minerales metamórficos de dos muestras de metapelitas con escapolita.

*) Empleamos esta denominación por tratarse de rocas no tipicamente pelíticas constituidas esencialmente (> 40 %) por anfiboles de la serie tremolita-actinolita. Debido a que no presentan esquistosidad no nos ha parecido oportuno denominarlas esquistos tremolíticos, termino que les podría corresponder teniendo en cuenta su composición mineralógica. Serán objeto de un estudio más detallado en un trabajo próximo.



Escapolita

Se trata de escapolitas ricas en calcio (Tabla I) de composición muy homogenea ($Na_{1.255}$ Ca $_{2.513}$ $K_{0.133}$ a $Na_{1.456}$·$Ca_{2.314}$ $K_{0.158}$). No existen variaciones importantes para las dos rocas analizadas. El contenido en meionita varia entre 60,1 y 65.9 % que corresponde a una mizzonita (Shaw, 1960).

Anfibol

Los análisis y la formula estructural de los anfiboles de metapelitas biotítico-anfibólicas aparecen en la Tabla II. Se caracterizan por ser más ricos en Mg que en Fe, y por valores de Mg comprendidos entre 75,3 y 78. Corresponden a variedades tremolíticas caracterizadas ópticamente por valores de $2V_x = 78–84$ y z C = 15–18°.

Fig. 4. Escapolita sustituida por anfibol poiquiloblástico. Epidota y masas sericíticas asociadas.

	1	2	3	4	1'	2'	3'	4'
SiO_2	48,30	48,23	48,60	49,26	48,00	48,84	48,22	49,31
TiO_2	0,17	0,15	0,17	0,19	0,16	0,16	0,18	0,18
Al_2O_3	26,36	26,85	27,34	25,88	25,89	26,23	25,77	25,99
FeO (total)	0,34	0,39	0,32	0,31	0,43	0,41	0,48	0,36
MnO	0,22	0,26	0,20	0,26	0,25	0,20	0,22	0,28
MgO	0,15	0,23	0,17	0,15	0,20	0,24	0,52	0,19
CaO	14,98	16,35	15,22	15,03	15,06	15,39	15,43	15,56
Na_2O	5,05	4,25	4,78	5,22	4,45	4,83	4,68	5,20
K_2O	0,72	0,64	0,92	0,86	0,72	0,84	0,85	0,79
Total	96,29	97,63	97,73	97,16	95,16	97,11	96,34	97,86
Proporciones moleculares (sobre la base de 24 oxigenos)								
Si	7,002	6,916	6,943	7,080	7,033	7,025	7,003	7,050
Al	4,504	4,538	4,603	4,384	4,471	4,448	4,412	4,379
Ti	0,018	0,017	0,018	0,021	0,018	0,018	0,019	0,019
Fe	0,042	0,047	0,038	0,038	0,053	0,050	0,058	0,043
Mg	0,033	0,049	0,037	0,032	0,044	0,051	0,113	0,040
Mn	0,028	0,032	0,025	0,032	0,031	0,025	0,027	0,034
Ca	2,327	2,513	2,329	2,314	2,365	2,366	2,401	2,383
Na	1,419	1,255	1,325	1,456	1,264	1,348	1,319	1,442
K	0,133	0,118	0,167	0,158	0,134	0,155	0,157	0,145
Z(Si + Al)	11,506	11,454	11,546	11,464	11,504	11,473	11,415	11,429
W(CA)	4,000	4,031	3,939	4,051	3,909	4,013	4,094	4,106
% Me	61,2	65,9	62,1	60,1	64,2	62,5	62,4	61,3

Tabla I. Análisis de escapolitas. 1–4 Metapelita biotítica (M. 4421), 1'–4' Metapelita biotítico-anfibólica (M. 4427).

SiO_2	52,47	52,99	52,22
TiO_2	0,35	0,35	0,35
Al_2O_3	4,40	4,80	4,30
FeO (total)	8,98	8,52	8,32
MnO	0,46	0,45	0,48
MgO	15,80	14,99	16,01
CaO	13,67	13,68	13,78
Na_2O	0,55	0,57	0,43
K_2O	0,30	0,28	0,28
Total	96,98	96,63	96,16

Formula estructural (sobre la base de 23 oxígenos)

Si	7,539	7,606	7,546
Al^{IV}	0,461	0,394	0,454
Al^{VI}	0,284	0,419	0,278
Ti	0,038	0,038	0,038
Fe	1,080	1,022	1,006
Mn	0,056	0,055	0,059
Mg	3,385	3,207	3,449
Ca	2,104	2,103	2,135
Na	0,152	0,159	0,129
K	0,056	0,051	0,051
X	2,312	2,313	2,406
Y	4,843	4,741	4,830
Z	8,000	8,000	8,000
100 Mg/(Mg+Fe)	75,3	75,7	78,0

Tabla II. Análisis de anfíboles (M. 4427).

Biotita

Los resultados de los análisis realizados en dos metapelitas distintas (Tabla III) no muestran diferencias importantes en la composición de las biotitas. Estas se caracterizan por ser ricas en Mg y pobres en Fe, lo que concuerda con algunas propiedades ópticas características de términos flogopíticos. Las sumas totales de los óxidos son muy bajas, sin duda debido en gran parte a un elevado contenido en agua.

Clorita

Las composiciones químicas de cinco cloritas (Tabla IV) pertenecientes a dos tipos de metapelitas diferentes, no muestran variaciones notables. Como las biotitas y anfíboles se caracterizan por contenidos muy elevados en Mg y bajos en Fe. Según la nomenclatura de Hey (1954) la composición de las cloritas analizadas corresponde a la variedad clinocloro.

Epidota

Los análisis efectuados en cinco cristales de epidota (Tabla V) muestra que la composición química de este mineral es muy homogénea, independientemente del tipo de roca en que se encuentre.

	1	2	1'	2'
SiO_2	39,83	37,68	38,79	40,13
TiO_2	1,03	1,65	1,53	1,43
Al_2O_3	18,03	17,48	16,89	16,75
FeO (total)	9,77	10,51	10,09	10,18
MnO	0,41	0,38	0,42	0,37
MgO	17,72	16,50	16,07	16,79
CaO	0,40	0,27	0,39	0,35
Na_2O	0,21	0,26	0,19	0,22
K_2O	10,06	10,18	10,02	10,22
Total	97,46	94,91	94,39	96,44

Formula estructural (sobre la base de 24 oxígenos)

Si	5,651	5,545	5,709	5,771
Al^{IV}	2,349	2,455	2,291	2,229
Al^{VI}	0,665	0,577	0,639	0,610
Fe	1,160	1,293	1,242	1,224
Mg	3,748	3,620	3,525	3,598
Mn	0,049	0,048	0,052	0,045
Ca	0,060	0,043	0,062	0,054
Na	0,058	0,075	0,053	0,062
K	1,821	1,911	1,881	1,874
100 Fe/(Fe+Mg)	23,7	26,3	26,0	25,3

Tabla III. Análisis de biotitas. 1-2 Metapelita biotítica (M. 4421), 1'-2' Metapelita biotítico-anfibólica (M. 4427).

	1	2	3	1'	2'
SiO_2	27,11	27,39	27,60	28,10	26,77
TiO_2	0,14	0,19	0,16	0,15	0,17
Al_2O_3	21,25	20,55	20,73	20,58	20,24
FeO (total)	10,49	10,36	10,30	10,50	10,15
MnO	0,40	0,39	0,39	0,38	0,36
MgO	22,79	23,83	22,77	23,28	21,96
CaO	0,32	0,29	0,31	0,33	0,20
Na_2	0,19	0,21	0,18	0,18	0,21
K_2O	0,07	0,16	0,09	0,12	0,13
Total	82,67	83,36	82,54	83,62	80,19

Proporciones moleculares (sobre la base de 28 oxígenos)

Si	5,598	5,617	5,701	5,734	5,695
Ti	0,022	0,029	0,025	0,023	0,028
Al	5,172	4,968	5,047	4,949	5,076
Fe	1,796	1,778	1,779	1,792	1,805
Mn	0,070	0,068	0,068	0,066	0,065
Mg	7,016	7,285	7,012	7,081	6,964
Ca	0,071	0,065	0,069	0,072	0,045
Na	0,078	0,083	0,072	0,071	0,085
K	0,070	0,041	0,090	0,030	0,036
100 Fe/Fe+Mg	20,4	19,5	20,2	20,3	20,6

Tabla IV. Análisis de cloritas. 1-3 Metapelita biotítica (M. 4421), 1'-2' Metapelita biotítico-anfibólica (M. 4427).

	1	2	3	4	5
SiO_2	38,37	38,84	37,62	39,10	38,95
TiO_2	0,20	0,20	0,20	0,22	0,19
Al_2O_3	27,48	27,72	26,24	26,88	26,28
FeO (total)	10,04	9,49	9,99	9,50	10,08
MnO	0,36	0,30	0,31	0,33	0,32
CaO	22,94	22,56	23,36	23,00	22,58
Na_2O	0,22	0,32	0,33	0,27	0,24
K_2O	0,09	0,06	0,09	0,08	0,09
Total	99,93	99,67	98,34	99,61	98,99

Formula estructural (sobre la base de 13 oxígenos)

Si	2,886	2,914	2,889	2,940	2,954
Al^{IV}	0,114	0,086	0,111	0,060	0,046
Al^{VI}	2,323	2,365	2,265	2,322	2,303
Ti	0,011	0,011	0,011	0,012	0,011
Fe^{3+}	0,531	0,448	0,607	0,498	0,523
Mg	0,027	0,021	0,023	0,026	0,028
Fe^{2+}	0,101	0,147	0,035	0,100	—
Mn	0,023	0,019	0,020	0,021	0,020
Ca	1,849	1,813	1,922	1,853	1,835
X	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Y	2,865	2,834	2,883	2,832	2,837
Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

Tabla V. Análisis de epidotas. 1-2 Metapelita biotítica (M. 4421), 3-5 Metapelita biotítico-anfibólica (M. 4427).

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en el estudio de las rocas de la zona de Arancedo-Vega de Ouria, nos permiten afirmar que la formación de escapolita en ellas, se debe a un proceso metamórfico de naturaleza isoquímica. Teniendo en cuenta la naturaleza de las rocas con escapolita, se puede admitir la existencia de este mineral, sin necesidad de invocar ningún origen metasomático para los constituyentes volátiles, ya que creemos que los sedimentos los contenían originalmente.

Como se ha descrito en un apartado anterior, la escapolita está practicamente restringida a las pizarras verdes y a la caliza de Vegadeo, con carácter muy esporádico en esta última. Por comparación con la Formación Láncara de la zona Cantábrica, a la que equivale en parte, se ha admitido para la caliza de Vegadeo, una sedimentación en un medio litoral poco profundo (Marcos, 1973). En sedimentos análogos de medios actuales se han citado minerales evaporíticos como en los del Golfo Pérsico (Wells, 1962; Illing et al., 1965) o en los de la Bahía de Shark (Logan et al., 1970). Es pues factible en estas rocas carbonatadas que exista material evaporítico. Según Hietanen (1967) son suficientes pequeñas cantidades de halita, del orden de un 2 % en una pizarra calcárea, para la formación de cantidades considerables de escapolita. En sedimentos de medios someros como son las pizarras y margas asociadas, es de esperar la presencia de Na^+ y Cl^- en los fluidos intersticiales, por lo que podemos concluir que los citados materiales con algo de carbonato contenian los volátiles precisos para la formación de escapolita.

Considerando las rocas igneas que afloran en la zona, y en apoyo de la presencia de escapolita debida a procesos isoquímicos, hay que resaltar que no se han encontrado formaciones metasomáticas de ningún tipo, próximas a las intrusiones como cabría esperar de haber existido metasomatismo.

De acuerdo con todo lo expuesto anteriormente, la formación de escapolita dependeria unicamente de la cantidad de material evaporítico existente en las rocas originales, de aqui la distribución del citado mineral en lechos o capas. En las metapelitas parece haber una cierta correlación entre el porcentaje de escapolita y la relación cuarzo-biotita, deduciéndose de forma general, que las rocas con mas cuarzo son, las que contienen menos escapolita, lo que concuerda con las observaciones de Hietanen (1967).

Por otra parte, y a la espera de más datos, no se excluye que pudiese haber difusión de volátiles de los sedimentos a las diabasas interestratificadas en las pizarras, teniendo en cuenta que existen rocas anfibólicas, cuya textura no corresponde a las metapelitas y que contienen a veces escapolita.

La cristalización de la escapolita no esta relacionada con el metamorfismo regional herciniano, como se deduce del análisis textural y relaciones existentes entre los minerales de las metapelitas. Este mineral no presenta orientación preferente alguna y aunque ocasionalmente aparece mejor cristalizado en rocas con una esquistosidad de flujo muy desarrollada, ello lo atribuimos a la recristalización mimética de la biotita (simultaneamente al crecimiento de la escapolita), sobre la esquistosidad primaria herciniana.

La textura de las rocas y la disposición general de la escapolita son típicas de recristalización por metamorfismo térmico. Las causas de este son algo problemáticas. En efecto el plutón de Boal se encuentra próximo a la estructura en domo donde existe escapolita, pero a una distancia relativamente grande de la zona de Arancedo donde se situan los afloramientos más importantes, considerando las dimensiones de esta masa plutónica.

Algo similar sucede con la distribución de otros minerales típicos de metamorfismo de contacto como es el caso de la presencia de quiastolitas similares a las próximas al granito, a distancias análogas o superiores a las de los afloramientos con escapolita. Ello podría ser debido a que la intrusión se continuase en un área más amplia a escasa profundidad o bien existir otras masas graníticas relacionadas geneticamente con esta. Respecto a esta última posibilidad hay que tener en cuenta que este granito aparece dispuesto en un mismo arco, concordante con las estructuras hercinianas, que los de El Pato, Ancares, Campo de Agua y Ponferrada. Y parece haber existido una elevación técnica asociada con estos granitos.

BIBLIOGRAFIA

Edwards, A. B. & Baker, G., 1954. Scapolitisation in the Cloncurry district of North-Western Queensland. J. Geol. Soc. Australia, 1, pp. 1-33.

Hey, M. H., 1954. A new review of the chlorites. Min. Mag., 30, 277 pp.

Hietanen, A., 1967. Scapolite in the belt series in the St. José-Clearwater region, Idaho. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 687, 97 pp.

Illing, L. V. et al., 1965. Penecontemporary Dolomite in the Persian Gulf. In L. C. Pray, R. C. Murray (Eds.). Dolomitization and Limestone Diagenesis - A symposium. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Special Publ., nº 13, pp. 89-111.

Logan, B. W. et al., 1970. Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia. Am. Ass. Petr. Geol. Mem., 13, 223 pp.

Marcos, A., 1973. Las series del Paleozoico Inferior y la estructura Herciniana del occidente de Asturias (NW de España), Trabajos de Geol., nº 6, pp. 1-113.

Ramsay, C. R. & Davison, L. R., 1970. The origin of scapolite in the regionally metamorphosed rocks of Mari Kathleen, Queensland, Australia. Contr. Min. Petr., 25, pp. 41-51.

Serdyuchenko, D. P., 1975. Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. Lithos, 8, pp. 1-7.

Shaw, D. M., 1960. The geochemistry of scapolite. J. Petr., 1, pp. 218-261.

Suárez, O., 1971. Estudio Petrológico del Plutón de Boal (NW de España). Studia Geol., 2, pp. 93-113.

-, 1976. Petrogénesis del granito de Campo de Agua (Zona Asturoccidental-Leonesa, España). Estudios geol., 32, pp. 425-432.

Wells, A. J., 1962. Recent dolomite in the Persian Gulf. Nature, 194/4825, pp. 274-275.

White, A. J. R., 1959. Scapolite-bearing marbles and calc-silicate rocks from Tungkillo and Milendella, South Australia. Geol. Mag., 96, pp. 285-306.

Wit, M. J. de, 1970. Evidence for salt deposits in the Appalachian Caledonian Orogen. Nature, 227, pp. 829-830.