



La evolución metamórfica de la Unidad de Santiago, NW de España

The metamorphic evolution of the Santiago Unit, NW Spain

DIAZ-GARCIA, F.

La Unidad de Santiago se sitúa en la base de una gran unidad autóctona constituida por rocas básicas y ultrabásicas de carácter ofiolítico. Está compuesta por neises (de edad Ordovícica), esquistos albiticos, micaesquistos y anfibolitas.

Esta unidad ha sido afectada por dos metamorfismos de diferentes características termobáricas, entre los cuales se desarrolla una fase de deformación, caracterizada por una importante deformación por cizalla, que es la responsable del emplazamiento de la unidad y de los materiales superiores (Complejo de Ordes) Ordenes, en su posición actual.

El primer metamorfismo, posee características de un gradiente de alta presión y baja temperatura, que evoluciona desde la facies de los esquistos glaucofánicos hasta la facies de las anfibolitas epidóticas, la cual se alcanza al principio de la segunda fase. Durante el posterior desarrollo de esta segunda fase, existe una retrogradación a facies de los esquistos verdes con abundante formación de clorita. El segundo metamorfismo tiene lugar simultáneamente con la tercera fase; posee un carácter más local y corresponde a un metamorfismo de tipo térmico que se halla en relación con las intrusiones ígneas que se sitúan principalmente en el borde externo de esta unidad.

Si comparamos la evolución del metamorfismo en la Unidad de Santiago y en la Unidad de Malpica-Tui, parece que estas dos unidades hayan sufrido una historia metamórfica similar en cuanto al primer metamorfismo, alcanzándose en la Unidad de Santiago condiciones inferiores de presión y temperatura.

Palabras clave: (esquistos de albita-granate, esquistos máficos, autóctonos metamorfismo HP-LT).

The Santiago Unit is located at the base of a big, mainly ophiolitic, allochthonous unit and is composed by Ordovician alkaline gneiss, feldspathic schists and mafic schists.

This unit has undergone two metamorphisms, which show different termobaric features. Both metamorphisms were separated by an important deformation phase, with shear induced microstructures. It corresponds with the emplace-

ment of this thrust unit and upper materials (Ordenes Complec), into its actual position.

The first metamorphism, had characteristics of a high P. low T. and ranges from blue-schist to epidote-amphibolite facies at the beginning of the second deformation phase. During the development of the latest stages of this phase, there were taken an overprinting of this metamorphism by a green schist one with clorite supplied.

The second metamorphism was developed mainly during the third deformation phase, and belong to a high T. low P. facies series. This is more locally developed around granitic intrusions.

Metamorphic evolution in the Santiago unit and Malpica-Tui unit, seems to be alike, but Santiago unit has reached lower P.-T. conditions than the other unit.

Key words: (Garnet-albite schists, mafic schists, allochthonous, HP-LT metamorphism).

DIEZ GARCIA, F. (Universidad de Oviedo. Fac. de Ciencias. c/ Arias de Velasco, s/n 33005 OVIEDO))

INTRODUCCION

La Unidad de Santiago (Fig. 1), está constituida por un conjunto de materiales, que forman una asociación litológica característica, que la hacen en la mayor parte de las ocasiones facilmente diferenciable de los esquistos y migmatitas que se sitúan al W y

S de ella, y que constituyen el Dominio Esquistoso de Galicia Media-Tras-os-Montes (FARIAS et al., 1986). Esta unidad está compuesta (Fig. 2), por neises de tendencia

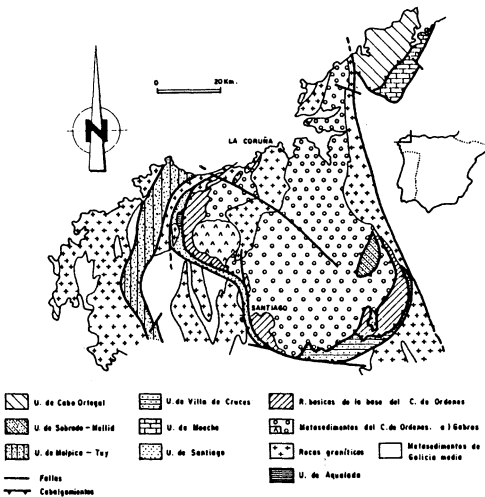


Fig. 1. Esquema de situación de las unidades en el N.W. de España, a partir de MARTINEZ CATALAN et al 1984 ligeramente modificado.

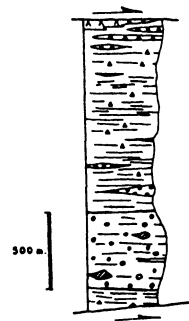


Fig.2 COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA DE LA UNIDAD DE SANTIAGO

Esq. con porfiroblastos de ALBITA	ANFIBOLITAS GRAMATÍFERAS
CUARZO-ESQUISTOS	NEISES
ANFIBOLITAS	LIMBITAS

alcalina (Neis de Santiago), de edad ordovícica (según GARCIA GARZON et al. 1981). Sobre estos neises se sitúan esquistos con porfiroblastos de albita y granate, cuarzo-esquistos y en ocasiones niveles de neises similares a los de Santiago. En la parte superior e intercalados con los esquistos, existen bandas de anfibolitas de color verde oscuro, bien foliadas, con texturas predominante-

mente porfiroblásticas y en menores ocasiones con un ligero bandeo composicional. Dentro de estas rocas metabásicas, existen en ocasiones delgados niveles de neises leucocráticos. En más pequeñas cantidades, existen inclusiones de anfibolitas granatíferas, en los Neises de Santiago, que afloran como lentejones de tamaño métrico rodeados por la foliación.

El límite inferior de esta unidad se sitúa, en la mayor parte del recorrido, en la base del neis de Santiago o en una posición inferior, conservándose algunos metros de esquistos por debajo de este; en la parte Norte de la unidad, el límite Oeste viene dado por una falla normal, que la pone en contacto con rocas graníticas y migmatíticas. El límite superior lo constituyen en la mayor parte del trazado, las rocas básicas que ocupan la parte inferior del Complejo de Ordenes (Ordes) el cual se superpone a la Unidad de Santiago. La única excepción es la unidad alóctona de Agualada, que ocupa una posición intermedia entre ambas unidades (DIAZ-GARCIA 1986).

La Unidad de Santiago, presenta a grandes rasgos una geometría lenticular a escala cartográfica, existiendo una mayor anchura en las inmediaciones de Agualada. Esta unidad sufre un estrechamiento progresivo hacia el Norte, donde es intruida por los granitos de dos micas, que constituyen el macizo de MonteNeme llegando a la costa solamente los Neises de Santiago, los cuales aparecen incluidos dentro de los granitos a la altura del pueblo de Caión. Hacia el Sur esta unidad también sufre un estrechamiento progresivo, hasta el punto de que en el área situada al Este de Bembibre, los materiales metasedimentarios del Complejo de Ordenes (Ordes) se apoyan tectónicamente sobre el Neis de Santiago.

Más hacia el Sur, donde esta unidad vuelve a tomar una dirección N-S, mantiene un espesor muy pequeño hasta que al Sur de Santiago de Compostela, el Neis de Santiago es cortado por las rocas básicas que ocupan la parte inferior del Complejo de Ordenes (Ordes).

Fueron varios los autores que estudiaron esta unidad en diferentes áreas a lo largo del borde W del Complejo de Ordenes (Ordes); entre ellos cabe citar a WARNAARS (1967), quien denomina a los materiales pertenecientes a esta unidad como el «Complejo de Santiago», para los que pone de manifiesto la existencia de un metamorfismo epizonal o en facies de los esquistos verdes. VAN ZUUREN (1969), estudia esta unidad en las cercanías de Santiago de Compostela, y la delimita tectónicamente de los metasedimentos pertenecientes al Complejo de Ordenes (Ordes).

Posteriormente ALONSO y GONZALEZ (1981, 1982), establecieron la cartografía de esta unidad en su parte N y pusieron de manifiesto la existencia de posibles retroeclogitas incluidas dentro del Neis de Santiago, las cuales afloran en una localidad situada al W del pueblo de Castriz. Por otra parte, los anteriores autores correlacionaron los materiales de esta unidad con los del Sinclinal de Ceán-Razo, pertenecientes a la Unidad de Malpica-Tui (ORTEGA y GIL IBARGUCHI, 1983).

Más recientemente, diversos autores (GONZALEZ LODEIRO et al., 1982, 1984, MARTINEZ CATALAN et al., 1984), estudiaron esta unidad a la que denominaron Unidad de Santiago, estableciendo una correlación de acuerdo con criterios de orden metamórfico, litoestratigráfico y estructural con la parte N de la Unidad de Malpica-Tui.

En cuanto a la deformación, la Unidad de Santiago presenta una esquistosidad bien desarrollada. En los esquistos se observa de un modo claro, que ésta pertenece a la segunda fase de formación, ya que en las muestras menos deformadas es frecuente encontrar una esquistosidad anterior crenulada, a la que se denominará S1. Esta esquistosidad S1, está en la mayoría de los casos transpuesta por la S2, encontrándose solo escasas evidencias de su existencia. Entre estas evidencias pueden citarse arcos poligonales e inclusiones orientadas dentro de blastos de albita y granate. El aspecto más

frecuente de la segunda fase, es una «schistosity» bien desarrollada con una compartimentación en dominios cuarzosos y micáceos, exagerados en ocasiones como resultado de la existencia de venas de cuarzo anteriores a la S2. En los últimos estadios, o posteriormente al desarrollo de la fase 2, tiene lugar la formación de cizallas de espaciado variable, las cuales poseen una amplia distribución en toda la unidad.

Posteriormente tiene lugar, aunque de un modo menos penetrativo, el desarrollo de pliegues y crenulaciones de tercera fase de deformación. Los micropliegues de las crenulaciones presentan formas abiertas y plano axial subvertical. Algunas de las estructuras de tercera fase se manifiestan a escala cartográfica.

Por último, tiene lugar el desarrollo de fallas subverticales de gran importancia que constituyen en ocasiones los límites de la unidad.

Paralelamente al desarrollo de esta deformación, la unidad sufre un metamorfismo que será el objeto principal de este trabajo. Posteriormente, tiene lugar el desarrollo de un metamorfismo asociado claramente con el desarrollo de migmatitas y rocas graníticas que presentan un carácter más local.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Los metasedimentos

Los esquistos son los materiales más comunes en la Unidad de Santiago, no habiéndose encontrado en ellos una diferente repartición de los minerales índice, con excepción de los que están en relación con el metamorfismo térmico.

Estos materiales están compuestos principalmente por cuarzo, moscovita, clorita, albita y granate; como accesorios cloritoide, turmalina y apatito.

Las micas blancas presentan una extensa secuencia microestructural por lo que se han distinguido tres tipos:

Moscovita A. Se considera dentro de este grupo a micas de pequeño tamaño, que se encuentran incluidas en porfiroblastos de albita y granate definiendo una esquistosidad S1, y a las micas que aparecen deformadas por micropliegues que a menudo se encuentran como relictos en las rocas. La mayoría de los análisis de este grupo caen dentro del campo de los esquistos glaucofánicos (ver Tabla I y Fig. 3).

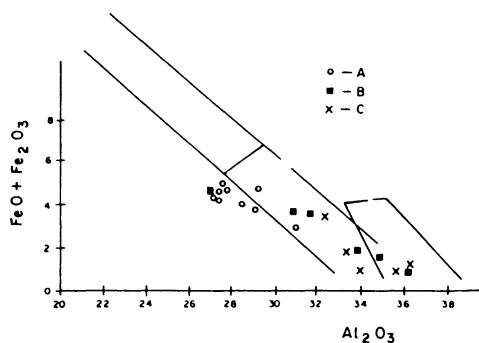


Fig. 3. Proyección de los tres tipos de micas blancas en el diagrama de MIYASHIRO 1973.

Moscovita B. Estas micas son de mayor tamaño y las más abundantes dentro de las rocas; definen junto con el cuarzo la esquistosidad S2 y tienen abundantes evidencias de deformación.

Moscovita C. Las micas correspondientes a este tipo, son de mayor tamaño y menos abundantes que las anteriores. Presentan una disposición no orientada y son posteriores a la esquistosidad S2.

Granate. Es el mineral de más alto grado y se encuentra ampliamente distribuido en toda la unidad. Se han distinguido varios tipos:

Los granates de tipo I, son de pequeño tamaño y aspecto turbio e idiomorfo. Dado su tamaño es difícil establecer las relaciones con la deformación; sin embargo, en ocasiones se encuentran fracturados y con colas de presión en relación con la segunda fase de deformación. Por otra parte estos granates

TABLA I

N.º AN	8B	5B	2B	1B	13C	14C	15C	19C	57B	59A	60A	61B	64C	68A	70A	72A	73A	74A	75A
Na2O	0,76	1,52	1,27	1,80	1,08	1,38	1,81	1,89	0,75	0,74	0,44	0,91	1,07	0,67	0,44	0,56	0,02	0,46	0,41
MgO	1,82	0,87	0,97	0,50	1,04	0,82	0,59	0,45	1,45	2,41	2,83	2,61	1,18	2,40	2,27	2,73	1,42	2,53	2,29
Al2O3	31,14	34,85	34,06	36,19	33,53	34,01	35,90	36,39	31,74	27,68	27,27	27,00	32,30	27,70	29,69	29,09	31,34	27,88	27,34
SiO2	48,48	46,44	46,10	45,66	46,44	45,98	45,66	45,14	46,35	48,18	49,63	49,05	46,59	49,02	50,20	50,58	47,15	49,95	48,90
K2O	9,19	8,83	9,01	8,33	9,04	8,63	8,36	8,58	10,27	9,95	10,42	10,67	10,31	10,39	10,40	10,51	9,79	10,68	10,04
CaO	0,21	0,01	0,13	0,14	0,05	0,06	0,12	0	0,05	0,06	0,04	0,01	0,02	0,03	0,08	0,10	0,01	0,08	0,07
TiO2	0,32	0,24	0,23	0,26	0,26	0,34	0,25	0,19	0,24	0,29	0,38	0,28	0,61	0,31	0,16	0,41	0,43	0,27	23,02
Cr2O3	--	--	--	--	--	--	--	--	0	0	0	0,05	0	0	0,02	0	0	0,01	0,16
MnO	0	0	0,14	0	0	0	0	0	0,03	0	0,02	0	0	0,07	0,08	0	0,10	0	0
Fet	1,94	1,43	1,72	1,80	1,77	1,49	1,00	0,98	3,73	4,79	4,26	4,51	3,45	4,38	3,95	4,79	3,78	4,95	4,79
H2O	4,46	4,48	4,44	4,48	4,42	4,41	4,47	4,46	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
TOTAL	98,32	98,67	98,07	98,34	97,61	97,22	98,16	98,08	94,94	94,36	95,73	95,32	95,70	95,08	97,47	98,79	95,19	96,84	94,37

están incluidos en blastos de albita que a su vez está deformados por la fase 2, por lo que su edad es como mínimo pre-fase 2.

Los granates de tipo II, son de mayor tamaño y aunque en las partes más cuarzosas tienen algunas formas esqueléticas. Por lo general son subidiomorfos, con numerosas inclusiones alineadas y menos frecuentemente crenulaciones poco evolucionadas de segunda fase, de modo que situamos el crecimiento de este mineral en los primeros estadios de la segunda fase de deformación, estando fuertemente deformados en los siguientes estadios.

Ambos tipos de granate se excluyen entre sí, aunque los dos se encuentran en esquistos albiticos. El tipo II se encuentra en ocasiones relacionado con cloritoide, lo cual, nunca ocurre con el tipo I.

Estos dos tipos presentan composiciones químicas diferentes, así los granates I son espesartíticos en el centro y hacia el borde evolucionan a granates almandínicos. Los granates II son almandínicos.

Todos los granates I analizados sistemáticamente en el borde y centro muestran de un modo general un zonado composicional que consiste en una variación decreciente para el MnO y CaO y creciente en MgO y Fe total (Fig. 4). Los análisis realizados a lo lar-

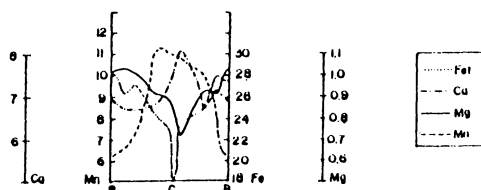


Fig. 4. Perfiles composicionales de un granate de tipo I.

go de algunos granates, muestran unos perfiles composicionales que reflejan igualmente esta variación anteriormente descrita.

Plagioclasa. Este es un mineral muy abundante que se encuentra concentrado en niveles métricos en toda la unidad dando lugar a esquistos plagioclásicos. Son porfiro-

blastos xenomorfos, en los que es frecuente encontrar dentro numerosas inclusiones de moscovita A, cuarzo, granate I, epidota y en menor cantidad, inclusiones de rutilo y turmalina. Estas inclusiones minerales están generalmente alineadas marcando una esquistosidad S1, la cual en ocasiones se encuentra suavemente crenulada. Esta esquistosidad no tiene sin embargo continuidad con el exterior ya que estos cristales se encuentran fuertemente deformados por la segunda fase. De este modo situamos el crecimiento de las plagioclasas en los estadios iniciales del desarrollo de la segunda fase.

Las plagioclasas son albitas, con un contenido medio en An = 3.5 % y Or = 1 %.

Clorita. Se encuentra generalmente asociada a las microestructuras de cizalla que se originan al final de la segunda fase de deformación y que suponen una fuerte retrogradación en los esquistos.

Cloritoide. Se encuentra escasamente, y está relacionado siempre con esquistos que tienen granate del tipo II. Este mineral está deformado por la segunda fase.

En las proximidades de las rocas graníticas, se desarrolla un metamorfismo térmico que lleva asociado un crecimiento de biotita, que presenta un tamaño medio a grueso y se dispone según los planos axiales de la tercera fase, o formando diferentes ángulos con ellos; sin embargo, este mineral no se observa formando la S1 o S2, quizás porque está retrogradado completamente a clorita. La andalucita, se encuentra en grandes cantidades, con escasos signos de deformación. Menos frecuentemente, se desarrolla estaurolita. Este metamorfismo proporciona a la roca una pérdida en la orientación dimensional de los constituyentes y un aumento del tamaño del grano, sobre todo del cuarzo. La edad de este metamorfismo es simultánea a la fase 3.

Las anfíbolitas

Las bandas de anfíbolitas que se encuentran intercaladas en los esquistos y princi-

palmente en la parte superior de la serie, presentando una asociación común («Common Assemblage» de LAIRD y ALBEE 1981) que se compone de: anfíbol, albíta, epidota, opacos, clorita, granate, cuarzo y no presentan minerales de origen primario. Tienen una foliación bien desarrollada que corresponde a la segunda fase de deformación, la cual está marcada fundamentalmente por anfíboles prismáticos, minerales de pequeño tamaño (epidotas y opacos) y plagioclasas elongadas (Fig. 5).



Fig. 5. Anfibolita con textura blastoporfídica. Blastos de albíta sin S2.

Anfíbol. Constituye el componente fundamental de la roca; tiene un color verde azulado, posee una deformación escasa por lo que son generalmente miméticos. Son anfíboles cálcicos del tipo ferrohornblenda y ferrohornblenda tschermarkítica.

Plagioclasa. Es el segundo mineral en importancia y se presenta en dos tamaños: como porfiroblastos y como cristales de pequeño tamaño. Los porfiroblastos son xenomorfos, tienen gran cantidad de inclusiones de epidota, anfíbol y opacos y en menor proporción granate y cuarzo. Los minerales de tamaño más pequeño están, junto con epidota, distribuidos por toda la roca o formando un ligero bandeado.

Las inclusiones de los porfiroblastos de plagioclasa están alineadas marcando una esquistosidad que es más o menos continua con la exterior S2. En otras ocasiones están formando crenulaciones con diferente grado

de desarrollo y sin continuidad con el exterior. Los blastos se encuentran aplastados por esta segunda fase de deformación. La edad de la plagioclasa y el anfíbol se podría fijar por tanto como simultánea a la segunda fase.

Los análisis químicos de las plagioclasas, muestran que estas son del tipo albíta con An 2.5. Solo se ha encontrado un mineral cuyo contenido en An es más variable oscilando entre el 1 % y el 26 %, sin que muestre ningún tipo de zonación, por lo que se debe de tratar de una peristerita.

Los minerales del grupo de la epidota se hallan ampliamente repartidos por toda la roca.

La clorita se encuentra en cantidades muy escasas relacionadas con cizallas o fracturas relativamente tardías.

Las anfibolitas granatíferas

Las anfibolitas incluidas dentro del Neis de Santiago, afloran como lentejones métricos rodeados por la foliación. Están compuestos de anfíbol, plagioclasa, granate, ilmenita, epidota, esfena, clorita, biotita, rutilo. Las partes centrales de estos cuerpos están indeformadas y poseen texturas granoblásticas inequigranulares (Fig. 6). Los cristales de plagioclasa son poiquilíticos, de tipo andesina (An = 38 %). Los anfíboles



Fig. 6. Anfibolita granatífera. Textura granoblástica inequigranular.

son de menor tamaño, generalmente idiomorfos y tienen una disposición al azar. Estos minerales presentan una zonación óptica que se refleja por un cambio en el color verde claro en el centro a verde más oscuro en el borde. Este zonado óptico, se refleja también químicamente (Tabla II), así, el contenido en Al_2O_3 es ligeramente superior en el borde (10.72), que en el centro (9.60), lo cual, apunta hacia un crecimiento del anfíbol bajo condiciones progradas de P. y T. (LAIRD y ALBEE 1981). Los colores más oscuros que presentan estos anfíboles en los bordes pueden explicarse debido a un diferente contenido en TiO_2 , ya que éste es el doble para el borde (0.35) que para el centro (0.18). Este componente es el responsable del cambio de color en los anfíboles, tal y como explican ROBBINS y STRENS (1972), siempre que el Ti entre en la fórmula del anfíbol en una proporción inferior a 0.075 (tal y como ocurre en estos anfíboles).

El granate aparece en cristales de pequeño tamaño en cantidades a veces importantes. Son granates almandínicos.

La ilmenita, también es un mineral abundante y presenta estructuras en atolón retrogradándose a esfena.

En las muestras donde la deformación es intensa, aumenta la cantidad de epidota de manera considerable y se observa una foliación marcada por anfíboles de pequeño tamaño e incoloros que posiblemente son del tipo actinolítico, y las plagioclasas están elongadas.

EL METAMORFISMO. DISCUSION

De la breve descripción anterior, se puede concluir que los materiales de la Unidad de Santiago fueron afectados por metamorfismos de diferentes características que están separados por una intensa fase de deformación. Esta fase lleva asociada una importante deformación por cizalla que es la responsable del emplazamiento de la Unidad de Santiago y de los materiales en su posición

actual, a la vez que lleva asociada una importante retrogradación.

En los esquistos, el primer metamorfismo viene reflejado por las siguientes paragénesis:

En un estadio anterior a la fase 2: cuarzo-moscovita A-granate I-albita.

Las paragénesis desarrolladas en los primeros estadios de la segunda fase: cuarzo-moscovita B-albita-granate II y cuarzo-moscovita B-granate II-cloritoide.

Posteriormente, durante el desarrollo de la segunda fase y de las superficies de microcizalla, tiene lugar el crecimiento de clorita en cantidades abundantes, obteniéndose entonces paragénesis con carácter retrogradante del tipo: cuarzo-moscovita-clorita y cuarzo-moscovita-clorita-sericita.

La zonación descrita en los granates I es el similar a la descrita por BANNO 1964, (en MIYASHIRO 1973), para granate en esquistos que sufrieron un metamorfismo de alta presión. Sin embargo, MULLER y SCHNEIDER (1971) sugieren una mayor cautela en la interpretación de este tipo de zonaciones. Así, estos autores no encuentran una relación tan clara entre el tipo bórico del metamorfismo y la distribución de MnO en los granates. Más recientemente, RAUMER y SCHAWANDER (1985), en una región con metamorfismo tipo Barrow, establecen una evolución decreciente de núcleo a borde para el MnO, a la vez que aumenta el FeO y MgO. De acuerdo con TRZCIENSKI (1977), los anteriores autores explican este tipo de zonaciones por un fuerte fraccionamiento del MnO en las primeras etapas de crecimiento, cuando el granate se forma a partir de moscovita y clorita, según una secuencia térmica del tipo: $TMn < T-Fe < TMg$, tal y como explican THOMPSON et al. (1977).

La variación en el contenido en CaO en los granates I, se puede interpretar de una manera más sencilla como debida al enriquecimiento en An de las plagioclasas y por tanto empobrecimiento en el granate (asumiendo de una manera lógica que las demás

TABLA II. Análisis de anfíboles de las anfíbolitas granatíferas, C = centro y B = borde

N.º Anál.	3.C	6.B	7.B	9.C	10.B	11.B	12.C	13.C	16.C	17.C	18.B	19.C	20.C	21.B
SiO ₂	47,76	44,83	43,64	47,57	44,83	46,98	47,09	48,23	48,32	49,47	42,59	47,95	48,04	46,53
A ₂ O ₂	10,83	12,26	12,25	10,91	10,73	9,72	9,99	10,52	9,98	6,51	13,43	9,36	9,13	9,87
FeO	16,81	10,81	11,66	13,05	11,10	9,98	11,27	14	14,54	11,18	14,48	12,98	13,46	14,15
F ₂ O ₃	0	7,86	7,09	4,27	7,39	9,24	6,32	3,17	4,48	7,59	3,97	6,30	4,43	3,46
MgO	11,86	9,85	9,11	11,37	9,57	11,21	11,58	11,82	11,26	12,13	7,88	11,52	11,94	10,27
MnO	0,13	0,42	0,28	0,32	0,42	0,30	0,26	0,10	0,40	0,36	0,50	0,51	0,35	0,28
TiO ₂	0	0,42	0,28	0,31	0,20	0,30	0,15	0,24	0,16	0,13	0,44	0,17	0,11	0,48
CaO	9,18	11,36	10,99	9,31	10,83	10,28	9,16	9,32	8,43	10,35	11,52	8,44	8,71	12,01
Na ₂	1,06	1,30	1,35	0,79	1,13	1,12	1,03	0,63	0,87	1,01	1,31	1,03	0,74	1,10
K ₂	0,24	0,25	0,40	0,21	0,33	0,32	0,27	0,28	0,12	0,07	0,36	0,24	0,20	0,10
SUMA	98,48	99,37	97,06	98,11	96,53	99,46	97,12	98,32	98,56	98,80	96,49	98,50	97,11	98,34
Si	6,87	6,50	6,50	6,89	6,69	6,76	6,89	6,96	6,99	7,15	6,43	6,95	7,04	6,83
Al ₄	1,12	1,49	1,49	1,10	1,30	1,23	1,10	1,03	1	0,84	1,56	1,04	0,96	1,16
Al ₆	0,07	0,60	0,65	0,75	0,57	0,41	0,61	0,75	0,70	0,26	0,82	0,56	0,61	0,54
Ti	0	0,04	0,31	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,05
Fe3 +	0,67	0,85	0,79	0,46	0,83	1	0,69	0,34	0,48	0,82	0,45	0,68	0,45	0,38
Mg	2,54	2,12	2,02	2,45	2,12	2,40	2,52	2,54	2,43	2,61	1,77	2,49	2,60	2,24
Fe2 +	1,07	1,31	1,45	1,28	1,38	1,13	1,14	1,32	1,36	1,28	1,83	1,24	1,27	1,73
Fe2-	0,27	0,05	0,03	0,29	0,05	0,06	0,23	0,36	0,39	0,06	0,06	0,33	0,37	0,03
Mn	0,01	0	0	0,03	0	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0	0,06	0,04	0
Ca	1,41	1,76	1,75	1,44	1,73	1,58	1,43	1,44	1,30	1,60	1,86	1,31	1,36	1,89
NaM4	0,29	0,23	0,24	0,22	0,26	0,31	0,29	0,17	0,24	0,28	0,13	0,28	0,21	0,11
Na A	0	0,13	0,14	0	0,05	0	0	0	0	0	0,25	0	0	0,22
K	0,04	0,04	0,07	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,02	0,01	0,07	0,04	0,04	0,01

fases, p. e. epidota, solo incrementarían el contenido en An de las plagioclasas) tal y como explica GRAWFORD (1977).

En base a las paragénesis anteriores y a las características particulares de los minerales que las componen, se puede deducir la existencia de un metamorfismo progrado, cuyo climax, se alcanzaría al principio de la segunda fase de deformación. Los diferentes tipos de micas parecen responder a una evolución prograda desde el campo de los esquistos glaucofánicos hasta el campo de los esquistos verdes (zona del granate) o condiciones superiores.

En cuanto a las rocas metabásicas que se encuentran intercaladas en los esquistos, las paragénesis que presentan son las siguientes: hornblenda-albita-epidota y hornblenda-albita-epidota-ilmenita-clorita. Y menos frecuentemente: hornblenda-albita-epidota-oligoclasa.

Estas paragénesis descritas anteriormente nos sitúan de una manera clara en las facies de las anfibolitas epidóticas, tal y como definieron ESCOLA (1939) y MIYSAHIRO (1973), o, la denominada por otros autores Zona de Transición entre facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas (FYFE y TURNER 1966, MOODY et al. 1983).

El campo de estabilidad de estas facies o zona de transición, ha sido bien delimitada por varios autores recientemente. Así, las facies en que coexisten hornblenda y albita quedan restringidas a una pequeña región P. y T. FO_2 con gradientes de presión media o alta, tal como proponen APTED y LIOU (1983), LIOU et al. (1974) y MARUYAMA et al. (1983).

En cuanto a las anfibolitas granatíferas, presentan paragénesis que nos sitúan claramente en las facies de las anfibolitas: hornblenda tsch., andesina, almandino y magnesio, hornblenda, andesina, ilmenita.

Las anfibolitas granatíferas poseen una especial importancia para la interpretación del metamorfismo de la Unidad de Santiago. Así, estas rocas fueron interpretadas como retroeclogitas por ALONSO y GONZA-

LEZ (1982) y MARTINEZ CATALAN et al. (1984), en base a la comparación con rocas similares en varios aspectos de la Unidad de Malpica-Tui. Sin embargo, por los datos anteriormente expuestos y si consideramos la zonación a menudo observada en los anfíboles de estas rocas, como un registro de las condiciones metamórficas cambiantes (HOLLAND y RICHARDSON 1979) parece que estas rocas hayan sufrido un metamorfismo progresivo (tal como se puede deducir del zonado óptico y químico) y que no hayan alcanzado nunca paragénesis eclogíticas.

Por lo tanto, podemos concluir que la Unidad de Santiago sufrió un metamorfismo progresivo que culmina en los primeros estadios de la segunda fase. Se alcanzan condiciones de facies de las anfibolitas epidóticas, equivalentes a la zona del granate, y muy localmente la facies de las anfibolitas (restringiéndose a las anfibolitas granatíferas).

En cuanto al tipo bórico del primer metamorfismo, se pueden excluir condiciones de alta T. y baja P., dado que en los esquistos coexisten granate y albita y en las anfibolitas hornblenda y albita. Existen ciertas evidencias que apuntan hacia un metamorfismo de alta P. y baja T., como son el carácter de las micas de tipo A y las inclusiones de estas y de rutilo dentro de blastos de albita. Por otra parte, dado los lugares geométricos, que ocupan las micas de tipo A en el diagrama de MIYASHIRO (1973), se puede interpretar la historia del primer metamorfismo de esta unidad, como un metamorfismo progresivo perteneciente a una serie de facies de relativa alta P. y baja T., con una evolución desde esquistos glaucofánicos a anfibolitas epidóticas o zona del granate en esquistos.

Las facies de las anfibolitas epidóticas, son muy comunes en los terrenos con series de facies de alta presión y frecuentemente están asociados con eclogitas, siempre que existan los materiales apropiados, tal y como señalan varios autores (BLOXAM 1959,

COWAN 1974, ERNST 1971, 1972, 1975) entre otros.

COMPARACION ENTRE LA UNIDAD DE SANTIAGO Y LA UNIDAD DE MALPICA-TUI

Han sido varios los autores que han propuesto comparaciones entre las Unidades de Santiago y Malpica-Tui (ALONSO y GONZALEZ 1982, GONZALEZ LODEIRO et al. 1984, MARTINEZ CATALAN et al. 1984). Desde el punto de vista litoestratigráfico (ver ORTEGA GIRONES y GIL IBARGUCHI 1983), es obvio que estas dos unidades presentan series muy similares en cuanto al tipo de materiales, edad y ordenación de estos, por lo que la correlación de las mismas en principio no plantea problemas.

Los anteriores autores establecieron para estas dos unidades una historia metamórfica común que, dada la presencia de eclogitas en la Unidad Malpica-Tui (GEUL, 1964; WEGEN, 1978; ARPS, 1981) consta de un metamorfismo en facies de las eclogitas posteriormente retrogradadas a anfibolitas y esquistos verdes. Sin embargo, la presencia de retroeclogitas en la Unidad de Santiago no ha sido confirmada en el presente trabajo, ya que las rocas así descritas por otros autores, son denominadas aquí anfibolitas granatíferas e indican haber sufrido un metamorfismo progresivo durante el cual alcanzan las facies de las anfibolitas.

Del mismo modo, existen diferencias cuando comparamos el grado metamórfico alcanzado en la Unidad Malpica-Tui y en la Unidad de Santiago. Así pues, basándonos en las paragénesis desarrolladas en los esquistos y en las rocas básicas, obtenidas a partir de los datos de diferentes autores, se puede decir que la Unidad de Malpica-Tui estuvo sujeta a un metamorfismo que alcanzó claramente la facies de las anfibolitas. Estas facies se caracterizan por el desarrollo de distena en los metasedimentos y asociaciones con hornblenda, plagioclasa (An. 25 %

40 %) \pm clinopiroxeno, en las anfibolitas, así como, texturas con ligera tendencia equigranular (anfibolitas mesozonales de ARPS, 1981). Localmente, en rocas con condiciones apropiadas (p. e. rocas básicas en condiciones anhidras y tamaño apropiado), se alcanzaron presiones superiores que dan lugar a rocas en facies eclogíticas, pertenecientes al tipo C de COLEMAN 1965, (WEGEN 1978). Las condiciones estimadas por WEGEN (1978) son T. 585-625 °C y P. 13-16 Kbrs. sobre el par granate-clinopiroxeno. ORTEGA y GIL IBARGUCHI (1983) realizan varios geotermómetros obteniendo resultados similares o ligeramente inferiores 600 y 12 \pm 2 Kbrs. Esta unidad sufrió por tanto, un metamorfismo de alta P. y baja T.

Por lo que respecta al metamorfismo de la Unidad de Santiago, las condiciones de P. y T. fueron inferiores, ya que sólo se alcanzaron condiciones de las anfibolitas epidóticas en rocas básicas, granate en los esquistos y localmente facies de las anfibolitas en las anfibolitas granatíferas. Sin embargo, los estadios iniciales del metamorfismo de estas dos unidades, aunque lógicamente existen menos datos, muestran características comunes, como son: las micas que se disponen según la S1 y dentro de los blastos de albita, los cuales caen dentro del campo de los esquistos glaucofánicos, la existencia de rutilos dentro de los blastos de albita, las zonaciones y composiciones de los granates de tipo I (espesartíticos) así como las relaciones de cristalización-deformación, que son similares en ambas unidades.

De este modo, parece que ambas unidades hayan sufrido un metamorfismo de alta P. y baja T., alcanzándose condiciones ligeramente superiores en la Unidad de Malpica-Tui.

CONCLUSIONES

Los materiales que componen la Unidad de Santiago sufrieron una deformación polifásica, la cual va acompañada del desarro-

llo de dos tipos de metamorfismo que presentan características termobáricas diferentes. A su vez estos dos metamorfismos están separados por una intensa fase de deformación, que tiene características de deformación por cizalla, la cual es consecuencia del emplazamiento de la Unidad de Santiago y de los materiales superiores en su posición actual:

El primer metamorfismo está ampliamente distribuido en toda la unidad, y presenta una evolución desde esquistos glaucofánicos, hasta la zona del granate en esquistos y facies de las anfibolitas epidóticas en rocas metabásicas. El climax de este metamorfismo se alcanzó durante los primeros estadios de la segunda fase de deformación.

No se han encontrado eclogitas o retroeclogitas, dentro de esta unidad, aunque estas son perfectamente compatibles dentro de las facies de las anfibolitas epidóticas.

Este primer metamorfismo está retrogradado a condiciones más bajas de P. y T., con abundante desarrollo de clorita.

El segundo metamorfismo tiene un carácter más local, y corresponde a un metamorfismo de tipo térmico, que se desarrolla

fundamentalmente en el borde W de la Unidad de Santiago, en las cercanías de rocas graníticas. Su edad es simultánea a la tercera fase de deformación.

La Unidad de Santiago presenta una historia metamórfica común a la Unidad de Malpica-Tui, sobre todo en los primeros estadios; sin embargo, alcanzó condiciones inferiores de P. y T.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer la ayuda recibida del Laboratorio Xeológico de Laxe —Fundación Isidro Parga Pondal—, por la concesión de una beca, que hizo posible la realización de este trabajo. También quiero agradecer, la ayuda recibida durante la elaboración y redacción de este trabajo de los profesores F. Bastida, A. Pérez-Estaún y J. R. Martínez Catalán.

Recibido 2-III-87

Aceptado 2-IV-87

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L. y GONZALEZ, J. C. (1981). Santa Comba (69) Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 MAGNA. *Inst. Geol. Min. España*.
- ALONSO, J. L. y GONZALEZ, J. C. (1982). Sisargas-Carballo (44) Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 MAGNA. *Inst. Geol. Min. España*.
- APTED, M. J. y LIU, J. G. (1983). Phase relations among green-schist, epidote amphibolite and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.*, Orville vol.
- ARPS, C. E. S. (1981). Amphibolites and other metamorphic mafic rocks of the blastomylonitic graben in Western Galicia, NW Spain: Field relations and Petrography. *Leidse Geol. Meded.*, 52, 57-71, 1-7.
- BANNO, S. (1964). Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino district, central Sikoku, Japan. *Tokyo Univ. Fac. Sci. J. Sec.*, II, 15, 203-319.
- BLOXAM, T. W. (1959). Glaucofane schists and associated rocks near Healdsburg, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67, 1563-1584.
- COLEMAN, R. G., LEE, D. E., BEATTY, L. B. y BRANNOCK, W. W. (1965). Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, 483-508.
- COWAN, D. S. (1974). Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1623-1634.
- GRAWFORD, M. L. (1977). Calcicum zoning in almandine garnet, Wissahickow Formation, Philadelphia, Pennsylvania. *Can. Mineralogist*, 15, 243-249.
- DIAZ-GARCIA, F. (1986). La Unidad de Agualada. Borde W del Complejo de Ordenes (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 16, 3-14.

- ERNST, W. G. (1971). Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 43-59.
- ERNST, W. G. (1972). Occurrence of blueschist with time. *Am. Jour. Sci.*, 277, 657-668.
- ERNST, W. G. (1975). Systematics of large-scale tectonics and age progressions in alpine and circum-pacific blue-schist belts. *Tectonophysics*, 26, 229-246.
- ESKOLA, P. (1939). Die metamorphen Gesteine. In die Entstehung der Gesteine by Tom F. W. Barth, C. W. Correns an P. Eskola. 263-407. Berlín Julius Springer.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LO-DEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., PABLO MACIA, J. G., RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (en prensa). Aportaciones al conocimiento de la litoeostratigrafía y estructura de Galicia Central. IX Reun. Geol. NW Peninsular.
- FYFE, W. S. y TURNER, F. J. (1966). Reappraise of the metamorphic facies concept. *Contr. Miner. Petrol.*, 12, 354-364.
- GEUL, J. J. C. (1964). The petrology of the region between Lage and Carballo (NW Galicia, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, 103-120.
- GARCIA GARZON, J., PABLO MACIA, J. G. y de LLAMAS, J. (1981). Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb/Sr en dos cuerpos de ortoneises en Galicia Occidental. *Bol. Geol. Min.*, 92-94, 463-466.
- GONZALEZ LODEIRO, F., HERNANDEZ URROZ, J., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J. R. y PABLO MACIA, J. G. de (1982). Mapa Geológico de España E. 1:200.000 (Lugo) (8). *Inst. Geol. Min. España*.
- GONZALEZ LODEIRO, F., HERNANDEZ URROZ, J., MARTINEZ CATALAN, J. R., NAVAL BALBIN, A., ORTEGA GIRONES, E., y PABLO MACIA, J. G. de (1984). Mapa Geológico de España E. 1:200.000, Santiago de Compostela (7). *Inst. Geol. Min. España*.
- HOLLAND, J. B. T. y RICHARSON, S. W. (1979). Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 143-148.
- LAIRD, J. y ALBEE, A. L. (1981). Pressure, temperatures and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. J. Sci.*, 281, 127-175.
- LIU, J. G., KUNIYOSHI, S. y ITO, K. (1974). Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. Jour. Sci.*, 274, 613-632.
- MARTINEZ CATALAN, J. R., KLEIN, E., PABLO MACIA, J. G. de y GONZALEZ LODEIRO, F. (1985). El Complejo de Ordenes: Subdivisión, descripción y discusión sobre su origen. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7, 189-210.
- MARUYAMA, S., SUZUKI, K. y LIU, J. G. (1982). Greenschist-Amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrology*, 24, 583-604.
- MIYASHIRO, A. (1973). Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin, 492 pp.
- MOODY, J. B., MEYER, D. y JENKINS, J. C. (1983). Experimental caracterización of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *Am. Jour. Sci.*, 283, 48-92.
- MULLER, G. y SCHNEIDER, A. (1971). Chemistry and genesis of garnet in metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* 31, 178-200.
- ORTEGA, E. y GIL IBARGUCHI, I. (1983). La Unidad de Malpica-Tuy (Complejo Antiguo - Fosa Blastomilonítica). Libro Jubilar J. M. Ríos, I. G. M. E., I, 430-440.
- RAUMER, J. F. y SCHWANDER, H. W. (1985). Garnet evolution in pre-Variscan pelitic rocks from the lake Emerson area, Aiguilles Rouges Massif, Western Alps. *J. Metam. Geol.*, 3, 467-579.
- ROBBINS, D. W. y STRENS, R. G. J. (1972). Charge-Transfer in ferromagnesian silicates: the polarized electronic spectra of trioctahedral micas. *Mineralog. Mag.*, 38, 551-563.
- THOMPSON, A. B., TRACY, R. J., LYTTLE, P. T. y THOMPSON, J. R. (1977). Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the gassetts schist, Vermont. *Am. Jour. Sci.*, 277, 1152-1167.
- TRZCIENSKI, J. R. (1977). Garnet zoning-product of a continuous reaction. *Can. Mineralogist*, 15, 250-256.
- WARNARS, F. W. (1967). Petrography of a peridotite amphibolite and gabbro bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain). Tesis Univ. de Leiden. 208 pp.
- WEGEN, G. (1978). Garnet bearing metabasites from the blastomilonitic graben, Western Galicia Spain. *Scripta Geol.*, 45, 1-45.
- ZUUREN, A. van (1969). Structural Petrology of an Area Near Santiago de Compostela (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 45, 1-71.