

Las rocas albiticas (albititas) del Norte de Lugo y Asturias (zona asturoccidental leonesa)

The albitic rocks (albitites) from N of Lugo and Asturias (Asturoccidental-leonesa zone)

ROEL, J.

During the realization of the project «Study of the Galician's feldspars» made by ITGE in this autonomous region, we studied the deposits of sodic feldspar (Albite) worked in the district of Foz-Barreiros (N of Lugo). There are some confusion about the origin and type of lithology of these kind of rocks. In old geologic-mining studies and in recent publications (1991, 1992) about industrial rocks and mineral resources on the feldspars, they allude to several origins (pegmatites, dykes or sills of sodic feldspar, feldspatic sands, metasomatism) which don't explain satisfactorily all the facts we have about the albititic rocks. The end of this work is to place the albititic rocks in the regional geological context, to propound an alternative genetic hypothesis related with the Cambrian volcanism, and to review the main deposits in the studied areas.

Key words: albitite, albititic rocks, Cambrian, trachyte, paleovolcanism, Galicia, Asturias.

INTRODUCCION

Las Rocas Albíticas o Albititas son materiales constituidos mayoritariamente por feldespatosódico (hasta un 97% de albíta) interestratificados en las series Cámbricas del Norte de Lugo y Asturias.

El feldespatosódico se explota principalmente para su utilización en la industria cerámica, empleándose como fundente en la fabricación de baldosas de grés y sanitarios. La Comunidad Gallega es una de las más productoras de feldespatos en España. Lugo, única provincia productora actualmente, ha alcanzado una de las cifras más altas de producción anual con 78.000 t en 1991. La mayor parte de esta producción (73.000 t) corresponde a feldespatosódico procedente del distrito de Foz-Barreiros, donde se ubican las dos únicas explotaciones de este tipo de materiales en España. Las labores se realizan a cielo abierto por las empresas Basazuri, S.L. y Materiales Cerámicos, S.A.

Los yacimientos de rocas albíticas son muy raros y, hasta el momento, sólo conocidos en las áreas estudiadas en este trabajo. Se presentan como paquetes de rocas sedimentarias interestratificadas entre pizarras, esquistos y cuarcitas de edad Cámbrico. Por sus características de color, textura, forma de yacer y tamaño de grano, presentan varios tipos de facies (blanca, gris, rosada) que hacen difícil su identificación, confundándose habitualmente con cuarcitas de grano fino, motivo por el que seguramente han pasado desapercibidas en multitud de trabajos geológicos.

En el presente trabajo se han estudiado dos áreas o distritos. Son los siguientes (fig. 1):

— Distrito de Foz-Barreiros (Lugo). Se

explotan dos yacimientos denominados La Quinta y Punta do Castro.

— Distrito de Luarca (Asturias). Se ha descubierto recientemente un yacimiento de albititas en las inmediaciones de San Pedro de Paredes.

MARCO GEOLOGICO

Los distritos estudiados pertenecen a dominios estructurales y paleogeográficos diferentes, aunque ambas áreas se enmarcan en la Zona Asturoccidental-leonesa (fig. 1). Las unidades litológicas y el número de fases tectónicas son las mismas en ambos dominios, sin embargo, hay algunas diferencias en los espesores y facies de la serie estratigráfica, así como en el grado de deformación tectónica.

Estratigráficamente se distinguen el Grupo Cándana con las cuatro unidades definidas para el manto de Mondoñedo (Cámbrico inf.), la Caliza de Vegadeo (Cámbrico inf.-medio) y, por encima, la Serie de Los Cabos (Cámbrico medio-Ordovícico). La deformación tectónica es muy fuerte en todo el área estudiada, y estructuralmente se pueden diferenciar a grandes rasgos tres fases de deformación que originaron las siguientes macroestructuras (BASTIDA *et. al.* 1984): Aplilamiento de grandes pliegues acostados, isoclinales y vergentes al Este con foliación S1 de plano axial asociada (Fase 1); cabalgamientos también vergentes al Este con clivage de crenulación S2 (Fase 2); y grandes pliegues abiertos de plano axial subvertical (Fase 3).

El Distrito de Foz-Barreiros se enmarca geológicamente en el Dominio del Manto de Mondoñedo, en su parte alóctona (fig. 1). La zona estudiada se sitúa sobre el flanco normal de una de las estructuras de primer

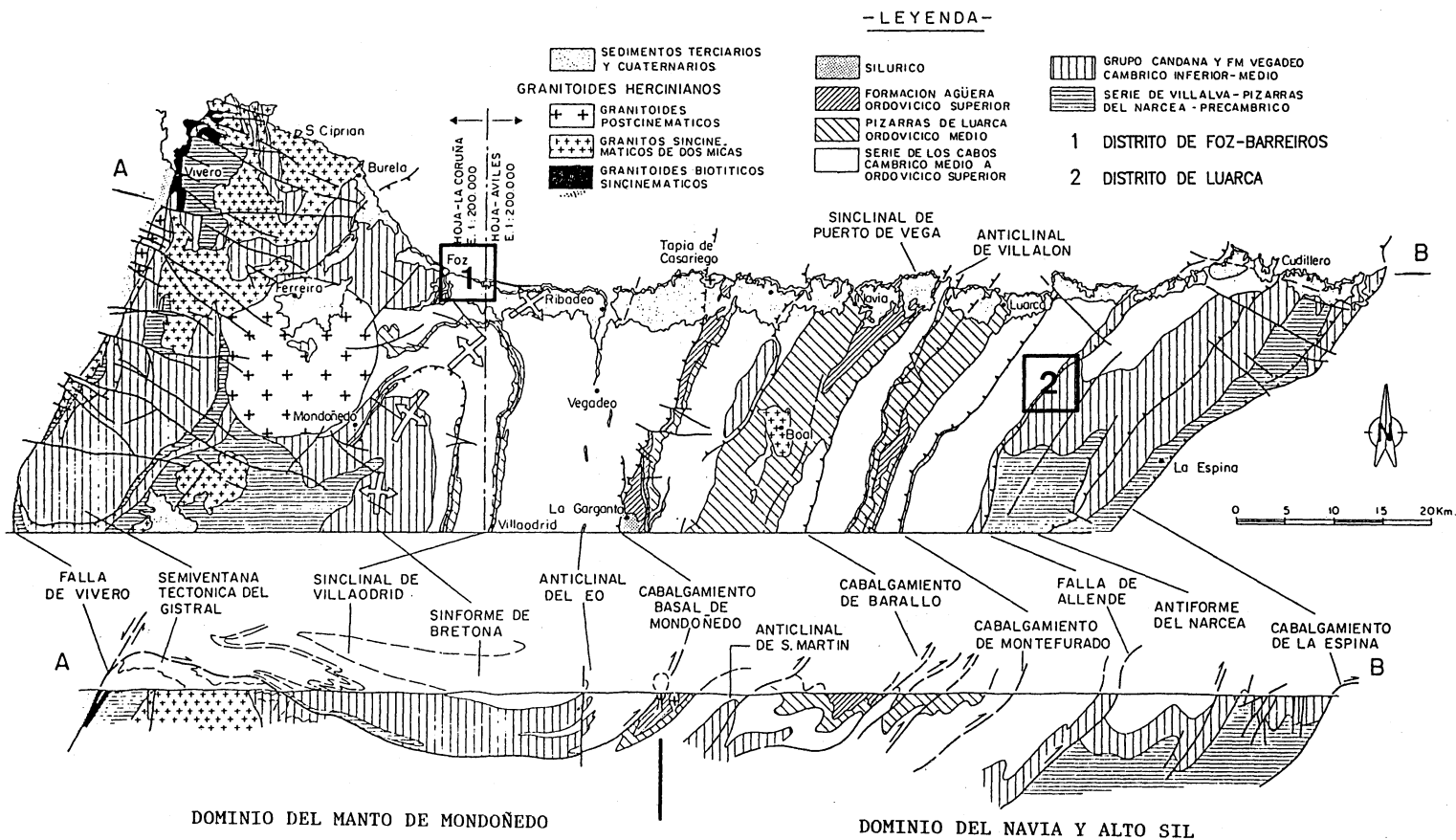


Fig. 1. Mapa de situación de las zonas estudiadas. Esquema tectónico y corte geológico del sector Norte de la Zona Asturoccidental-leonesa con las principales estructuras (tomado de ALONSO *et al.*, 1991).

orden más grandes, el Sinclinal de Villaodrid, con 15 Km de flanco. Asociados a las principales estructuras se presentan toda una serie de pliegues de órdenes sucesivamente menores, desde el tamaño hectométrico al centimétrico, visibles en los acantilados de las Playas de Benquerencia.

Por otro lado, son destacables las numerosas intrusiones de sills y diques de pórfidos micrograníticos y leucograníticos, genéricamente llamados felsitas, que encajan a favor de la foliación principal cortando a todas las estructuras preexistentes. En otros sectores de la Zona Cantábrica, estas rocas se emplazan como sills en sedimentos Estefanienses, por lo que se consideran rocas relacionadas con una actividad magmática tardihercínica relativamente importante.

El distrito de Luarca se enmarca geológicamente en el Dominio del Navia y Alto Sil (fig. 1). A diferencia del dominio del Manto de Mondoñedo, esta unidad presenta pliegues de menor tamaño, más abiertos y menos inclinados, presentando en muchos casos estructuras de doble charnela más suaves y redondeadas.

Respecto al medio de depósito y al ambiente paleogeográfico de las unidades consideradas, varios autores han propuesto diferentes modelos, aunque todos coinciden en que se trata de depósitos marinos someros, estando representados desde ambientes de plataforma a litorales (submareal, intermareal) e incluso fluvial (ARAMBURU *et. al.* 1988).

PETROLOGIA Y GEOQUIMICA

Desde el punto de vista petrológico, las rocas estudiadas varían entre esquistos albíticos y cuarcitas de grano muy fino. Entre estos dos tipos extremos se encuentra

una serie de rocas intermedias en las que varían principalmente los contenidos de cuarzo, albita y micas.

Las *albititas más puras*, están compuestas casi exclusivamente por albita (hasta un 94 %), lo que supone unos contenidos en sodio de 9-12% (Tabla I). Presentan proporciones escasas de cuarzo y micas (biotita dominante). Como accesorios se observan circón y rutilo con redondeamiento variable, apatito y opacos. Al microscopio son rocas holocristalinas, de textura granoblástica a granolepidoblástica. Presentan laminaciones caracterizadas por la alternancia de bandas de albita y albita-micas de tamaño de grano muy fino (0,020 a 0,040 mm), con otras de mayor tamaño (0,20 a 0,50 mm). Las laminaciones también se deben a la presencia de niveles impuros ricos en filosilicatos y opacos (óxidos, minerales densos, grafito?), y que corresponden a acumulaciones sedimentarias de la roca en forma de cenizas de vidrio volcánico.

Las *albititas impuras*, se caracterizan por una mineralogía similar a la anterior, pero con contenidos mayores en micas (biotita) y en cuarzo, y la consecuente disminución de la albita. Presentan también laminaciones composicionales y texturales y su textura es granolepidoblástica orientada. Su contenido en sodio es menor que en el caso de albititas puras, con valores que oscilan entre el 5-8%.

De forma gradual se han observado pasos, tanto verticales como horizontales, de rocas albíticas a *rocas cuarcíticas con albita subordinada*. Composicionalmente son muy ricas en cuarzo y presentan escasas proporciones de albita, biotita, moscovita y clorita. Los minerales accesorios son apatito, circón, rutilo, turmalina y opacos. También conservan laminaciones debidas a la alternancia

TABLA I. ALBITITAS Y ROCAS ASOCIADAS

Nuestra	BASAZ-1	BASAZ-2	BASAZ-3	BS-1	BS-2	BS-3	BS-4	BS-5	PCAST3	PCAST4
SiO ₂	67.59	65.94	65.99	66.46	67.97	67.85	64.06	67.34	60.29	58.47
Al ₂ O ₃	20.06	19.87	19.59	19.10	15.47	18.22	15.73	17.11	15.87	20.91
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.08	0.41	0.91	0.07	2.85	0.20	5.45	1.14	5.15	1.99
TiO ₂	0.93	1.00	0.88	1.09	0.93	0.99	0.84	0.88	0.67	0.84
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
MgO	0.00	1.01	1.09	0.09	2.41	0.19	2.66	1.31	4.37	3.11
CaO	0.18	0.38	0.40	0.32	0.33	0.56	0.47	0.50	2.43	0.57
Na ₂ O	10.96	10.00	9.72	12.37	6.96	11.16	5.18	10.10	1.85	8.63
K ₂ O	0.00	0.70	0.61	0.00	1.16	0.10	2.83	0.60	3.90	3.17
P ₂ O ₅	0.00	0.11	0.09	0.09	0.10	0.26	0.17	0.18	0.17	0.17
PPC	0.20	0.51	0.60	0.39	1.50	0.44	2.00	0.72	4.71	1.90
Total	100.0	99.93	99.88	99.98	99.68	99.97	99.40	99.88	99.43	99.76

NORMA CIPW

Q	3.45	3.08	4.79	0.00	17.34	2.76	14.67	4.22	19.54	0.00
OR	0.00	4.14	3.60	0.00	6.86	0.59	16.72	3.55	23.05	18.73
AB	92.74	84.62	82.25	94.14	58.90	93.17	43.83	84.67	15.65	56.79
AN	0.89	1.17	1.40	0.00	0.98	0.00	1.22	0.00	10.95	1.72
NE	0.00	0.00	0.00	2.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.79
NS	0.00	0.00	0.00	1.50	0.00	0.30	0.00	0.18	0.00	0.00
DI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.04	0.00	0.00
HY	0.00	2.52	2.93	0.00	9.70	0.47	15.26	3.41	19.27	0.00
OL	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.18
IL	0.17	0.87	1.67	0.15	1.77	0.42	1.60	1.67	1.27	1.60
RU	0.84	0.54	0.00	0.72	0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00
TH	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	0.00	0.00	0.00	0.00
PF	0.00	0.00	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AP	0.00	0.25	0.21	0.21	0.23	0.60	0.39	0.42	0.39	0.39
C	1.70	2.23	2.43	0.00	2.40	0.00	3.70	0.00	4.59	2.65

Fuente: ITGE 1992, 1993
 Hierro recalculado a FeO

TABLA II. DIFRACCION DE RAYOS X

NUESTRA	BASAZ-1	BASAZ-2	BASAZ-3	PC-1	PC-2	PC-3	PC-4	PC-5	PC-6	PC-7	PC-8	L-1
Min. princ.	Albita	Albita	Albita	Albita	Cuarzo	Cuarzo	Albita	Cuarzo	Q, Ab	Albita	Cuarzo	Cuarzo
Min. secun.	---	---	---	Q	---	Albita	M, Q	Albita	---	---	---	Albita
Acc., traz.	---	Q, M, Cl	M, Cl	Ab, Fk	M, Cl	M, Cl	---	---	M, Cl	Q, M, Cl	Ab, M	---

Legenda: Q, cuarzo; Ab, albita; M, mica; Cl, clorita; Fk, feldespato potásico
 Fuente: ITGE 1992, 1993.

TABLA I (cont.). ALBITITAS Y ROCAS ASOCIADAS

Muestra	PCAST5	PC-1	PC-2	PC-3	PC-4	PC-5	PC-6	PC-7	PC-8	L-1
SiO ₂	66.63	74.78	90.64	80.74	66.18	93.02	73.78	65.35	94.04	88.14
Al ₂ O ₃	18.29	13.92	3.19	9.69	17.92	3.70	11.77	19.03	1.78	6.69
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.70	0.59	1.48	0.60	0.72	0.31	0.79	0.43	0.70	0.37
TiO ₂	0.83	0.81	0.24	0.50	0.91	0.13	0.67	0.92	0.05	0.39
MnO	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
HgO	0.37	0.38	0.85	0.54	2.89	0.00	2.34	0.93	1.16	0.01
CaO	0.52	1.17	0.98	1.11	0.51	0.19	1.69	1.39	0.43	0.06
Na ₂ O	11.73	7.36	1.31	5.77	8.80	2.41	6.13	10.19	0.67	3.53
K ₂ O	0.00	0.04	0.00	0.08	1.17	0.00	0.15	0.12	0.42	0.00
P ₂ O ₅	0.20	0.23	0.61	0.17	0.21	0.10	0.23	0.06	0.26	0.00
PPC	0.64	0.64	0.50	0.70	0.60	0.10	2.36	1.52	0.40	0.76
Total	99.92	99.94	99.82	99.92	99.91	99.96	99.92	99.95	99.92	99.95

NORMA CIPW

Q	0.54	29.39	80.30	44.91	5.70	79.56	31.51	1.56	86.06	67.45
OR	0.00	0.24	0.00	0.47	6.91	0.00	0.89	0.71	2.48	0.00
AB	94.08	62.28	11.09	48.83	74.47	19.03	51.87	86.23	5.67	29.87
AN	0.00	4.30	0.88	0.30	1.16	0.00	4.16	5.83	0.44	0.30
NE	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-
NS	1.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00
DI	0.88	0.00	0.00	3.26	0.00	0.26	2.14	0.00	0.00	0.00
HY	0.51	0.95	4.48	0.11	7.20	0.22	5.19	2.32	4.11	0.06
OL	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-
IL	1.50	1.29	0.46	0.95	1.52	0.25	1.27	0.93	0.09	0.74
RU	0.00	0.13	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00
TH	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00	0.00
PF	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-
AP	0.46	0.53	1.41	0.39	0.49	0.23	0.53	0.14	0.60	0.00
C	0.00	0.19	0.71	0.00	1.75	0.00	0.00	0.00	0.06	0.77

Fuente: ITGE 1992, 1993

TABLA III. ANALISIS POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X (PPM)

	BS-1	BS-2	BS-3	BS-4	BS-5	PCAST-3	PCAST-4	PCAST-5
Rb	3	56	9	111	40	118	101	4
Sr	160	173	111	105	148	44	85	107
Ba	105	271	120	439	151	548	372	110
Y	7	35	14	57	20	18	27	13
Zr	234	183	347	212	330	137	122	151
Nb	27	11	25	10	24	<10	16	27

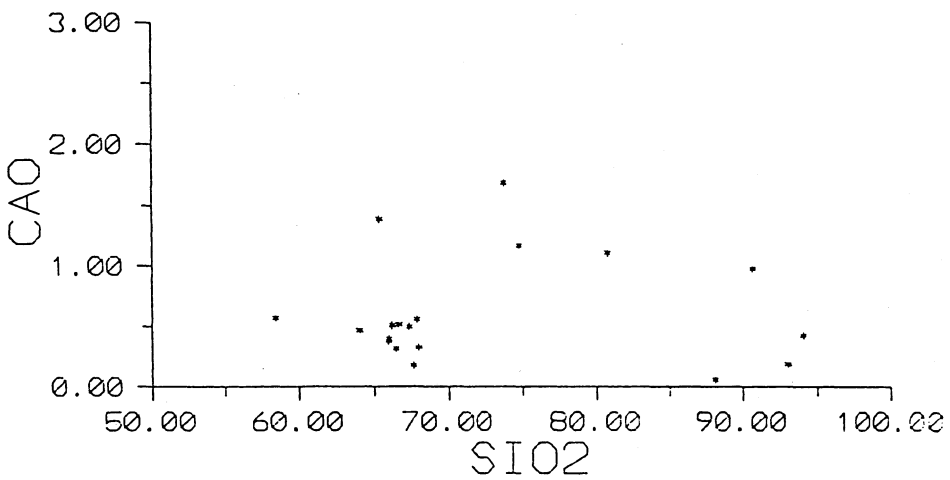
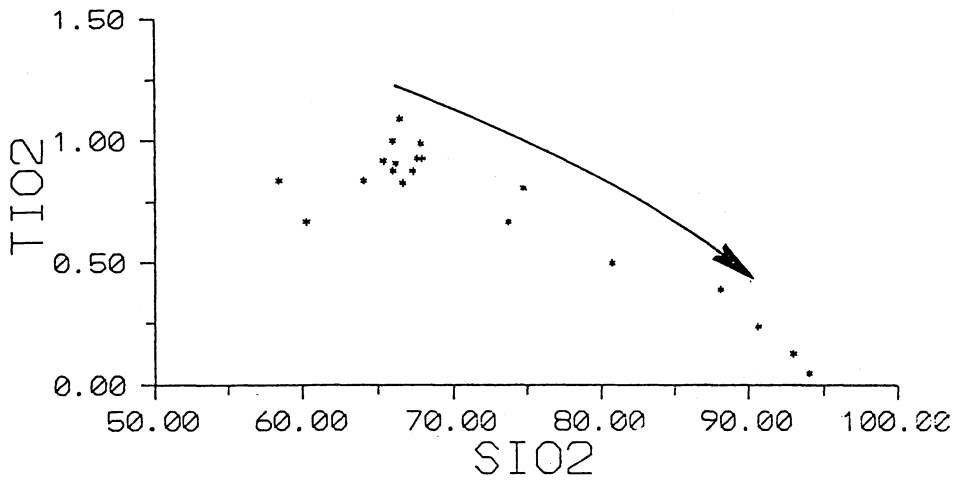
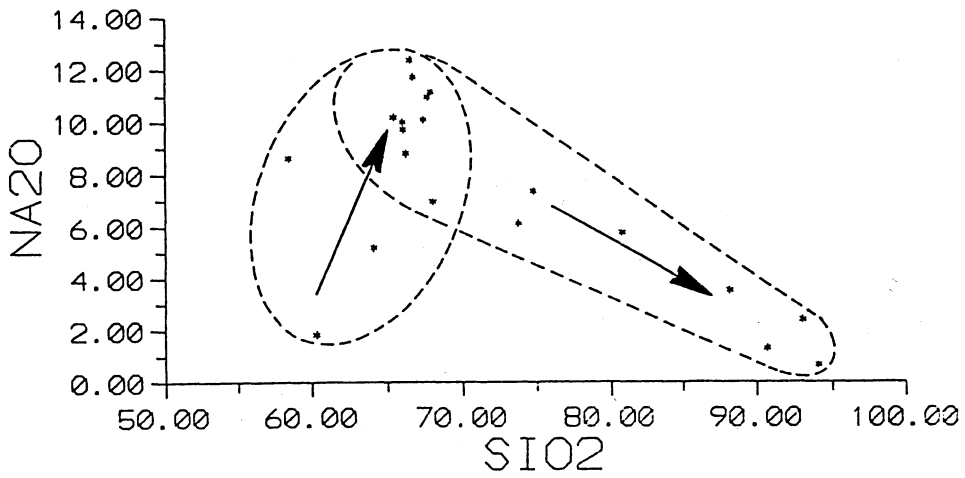


Fig. 2. Albititas. Diagramas binarios SiO₂ - Na₂O, TiO₂ y CaO.

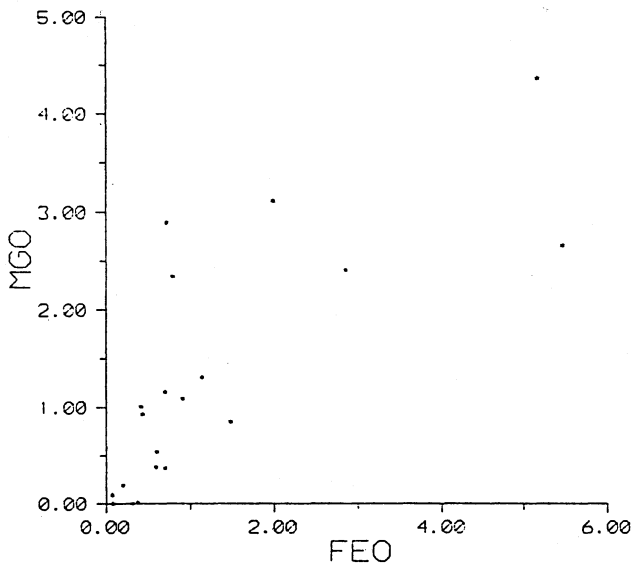
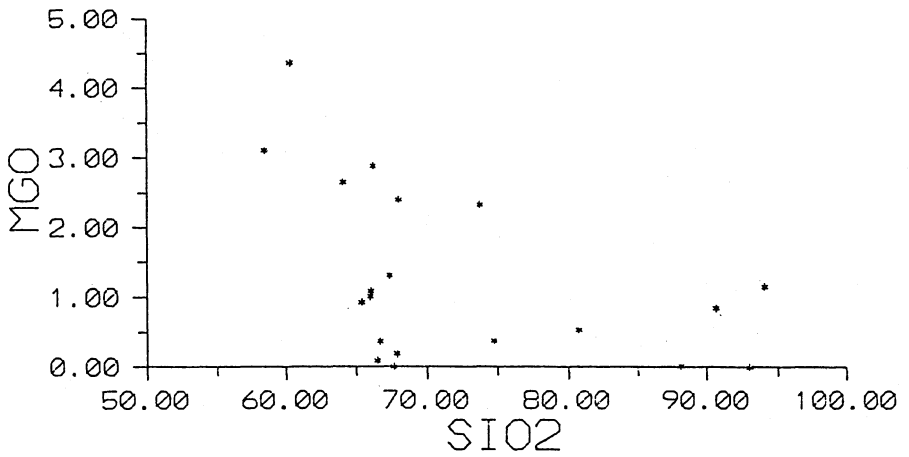
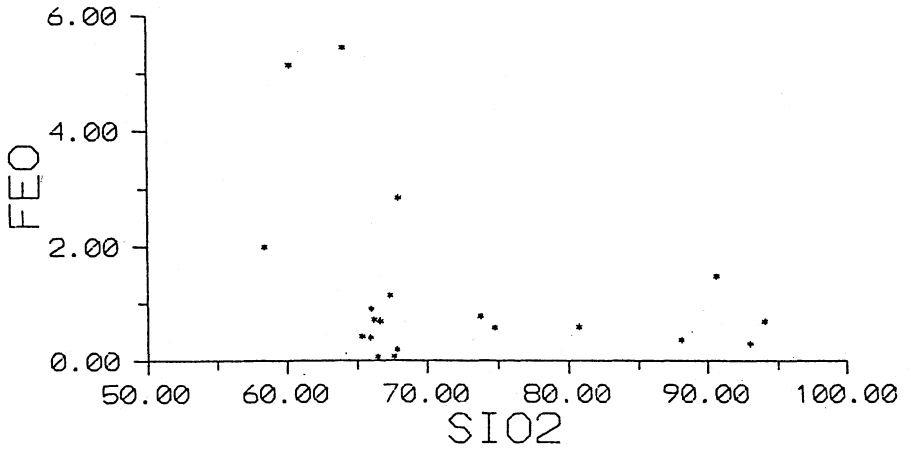


Fig. 3. Albititas. Diagramas binarios SiO₂ - FeO, MgO y FeO - MgO.

de niveles cuarcíticos más o menos puros, y un cierto carácter porfiroide por la presencia de porfiroclastos de albita. Los contenidos en sodio se sitúan entre el 0-4%.

En las rocas situadas más a techo de las Pizarras de Tránsito, los materiales albiticos se depositaron conjuntamente con sedimentos carbonatados, dando lugar a *albititas con carbonatos*. Mineralógicamente se componen de albita, calcita-dolomita, cuarzo y opacos. Los sedimentos ricos en albita, presentan laminaciones de origen sedimentario con niveles de diferente tamaño de grano.

Se han estudiado un total de 20 muestras correspondientes a las albititas y al resto de rocas asociadas mencionadas anteriormente. Las tablas de análisis (TABLAS I, II y III), ponen de manifiesto los altos contenidos en sodio de las albititas, y una composición química que, en algunos casos, corresponde a la de una albita prácticamente pura. Las rocas más impuras, corresponden a depósitos más ricos en cuarzo y/o más arcillosos (más micáceos), o bien con determinados contenidos en carbonatos. Estas impurezas, se traducen en variaciones composicionales de SiO₂, Na₂O, MgO, FeO, CaO y K₂O, así como en los valores más altos de la pérdida por calcinación (H₂O y CO₂).

Se han realizado varios diagramas binarios de los que se pueden obtener los siguientes resultados:

* El diagrama SiO₂-Na₂O (fig. 2) pone de manifiesto dos tendencias. En las rocas menos silíceas aumenta el contenido en Na₂O con el de SiO₂ indicando una concentración selectiva de albita. Sin embargo, inmediatamente después, los valores de Na₂O disminuyen claramente con el enriquecimiento en SiO₂, lo que es debido a un

proceso de mezcla con depósitos ricos en cuarzo detrítico aportados a la cuenca.

* El diagrama SiO₂-TiO₂ (fig. 2), refleja también una tendencia a la disminución del titanio con el enriquecimiento en sílice. Seguramente esto se debe a la relación de la roca ígnea original con este elemento, y que al contaminarse con materiales puramente detríticos se empobrece.

* El resto de los diagramas SiO₂-MgO, FeO, CaO y MgO-FeO (figs. 2 y 3) presentan tendencias erráticas, lo que indica que las variaciones están inducidas por procesos relacionados con el medio sedimentario.

La composición altamente albitica de estas rocas, su fino tamaño de grano, y su carácter sedimentario, hacen pensar en un posible origen a partir de depósitos cineríticos (traquitas-fonolitas) con una composición original muy sódica. Evidentemente, dadas las alteraciones sufridas por estas rocas, la actual composición química de las albititas no se corresponde con rocas volcánicas reales. Se ha proyectado la muestra (PCASTRO-4) que, posiblemente, ha sufrido un menor grado de transformación respecto a los materiales volcánicos originales, en el diagrama Si-Ne-Ks (fig. 4), para comprobar si se situaba en el campo de los mínimos traquíticos y fonolíticos. La proyección se sitúa en una zona próxima a las rocas traquíticas y fonolíticas volcanoclásticas de Canarias. Por otro lado, la proyección de esta muestra en el diagrama TAS (fig. 5) cae en el campo de las traquitas alcalinas, presentando una relación K₂O/Na₂O bastante próxima a la de los materiales traquifonolíticos naturales.

Se ha realizado también una representación de la muestra PCASTRO 4 (figs. 6 y 7) en los diagramas de caracterización de Fluid

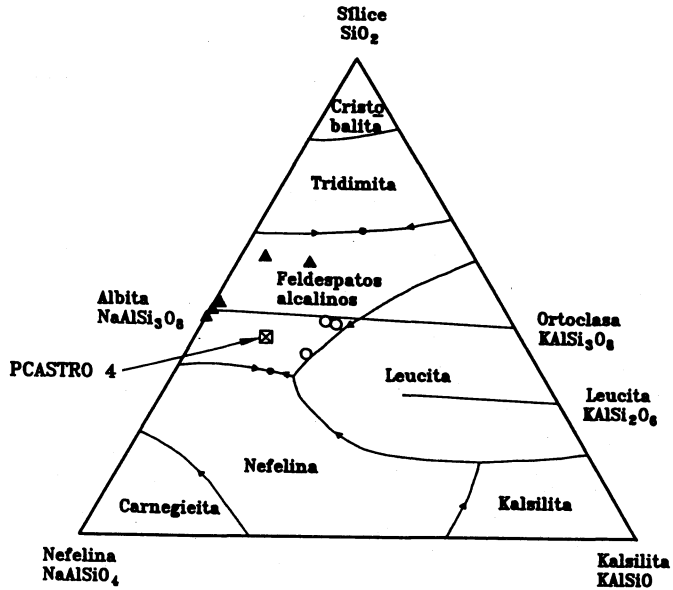


Fig. 4 Diagrama Si-Ne-Ks. Proyección de la muestra PCASTRO 4.
 ○ Rocas volcánicas de Canarias.
 ▲ Rocas albiticas.

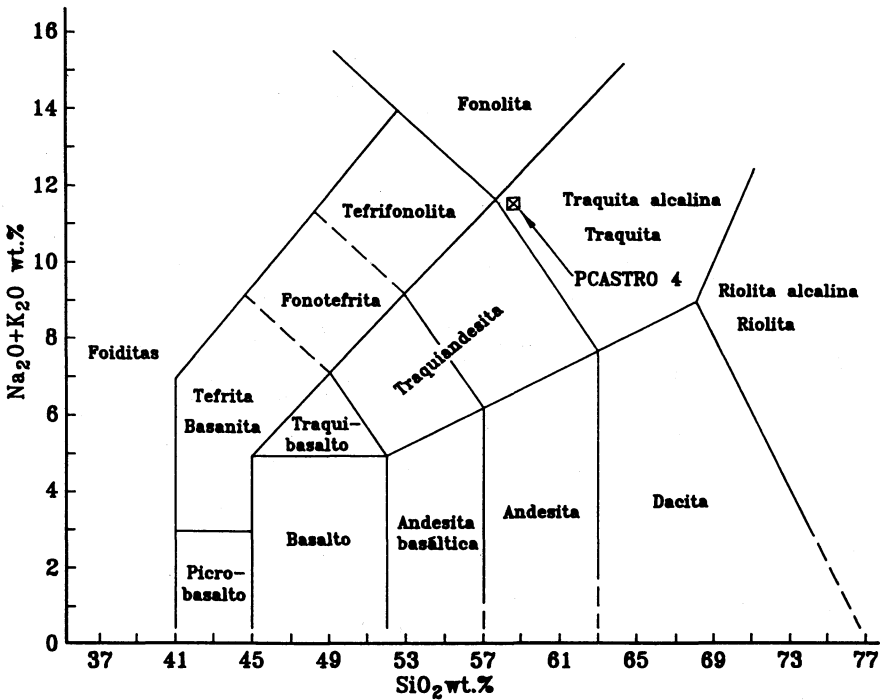


Fig. 5 Diagrama TAS. Proyección de la muestra PCASTRO 4 (Sílice-álcalis).

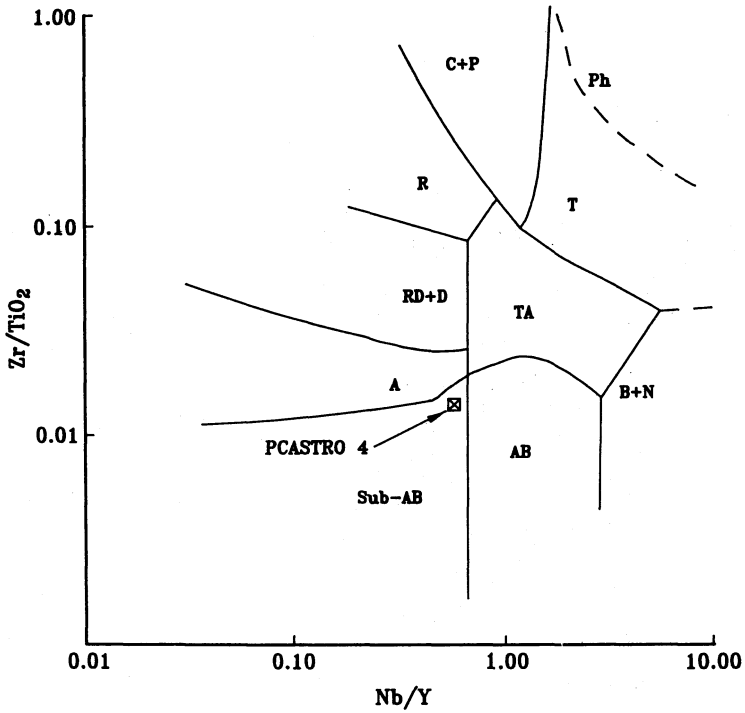


Fig. 6. Diagrama Zr/TiO₂ -Nb/Y de Floyd y Winchester (1978). Sub-AB: basaltos subalcalinos. AB: basaltos y alcalinos, hawaitas, mugaritas, traquibasaltos. B+N: Basanitas y Nefelinitas. A: Andesitas. TA: Traquiandesitas. RD+D: Riodacitas y Dacitas. T: Traquitas.. R: Riolitas. C+P: Comenditas y Panteleritas. Ph: Fonolitas.

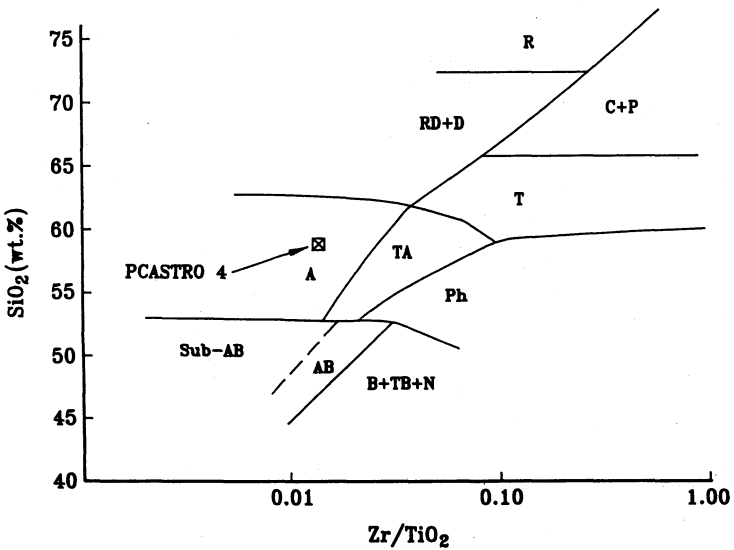


Fig. 7. Diagrama SiO₂ - Zr / TiO₂ de Floyd y Winchester (1978).

y Winchester (1978). Estos autores proponen la caracterización de «suites» metavolcánicas antiguas alteradas, metamorfoseadas y tectonizadas, en términos de tipo de magma y grado de diferenciación. Para ello, se basan en diagramas en los que se relacionan la sílice y elementos menores y traza seleccionados (Ti, Zr, Y, Nb, Ga, Ce y Sc). Rocas volcanosedimentarias como tobas, pueden representarse en los diagramas para conocer su composición magmática original, siempre y cuando no estén excesivamente contaminadas con material no volcanogénico, el cual, podría variar los valores originales de dichos elementos seleccionados (p. ej. Zr, TiO_2 y SiO_2) (FLOYD y WINCHESTER 1978). Como puede comprobarse, las representaciones de las muestras estudiadas quedan fuera de los campos de traquitas y fonolitas. Seguramente, la contaminación con sedimentos no volcánicos sufrida por estas rocas en los procesos sedimentarios han distorsionado las composiciones originales de elementos traza.

Entre las variaciones sufridas por las rocas volcánicas originales, destaca de un modo evidente el fortísimo enriquecimiento selectivo en Na_2O respecto al K_2O (alta relación Na_2O/K_2O), y que no puede explicarse únicamente por la evolución natural de magmas traquíticos o fonolíticos peralcalinos. No ha podido saberse con seguridad la razón de la pérdida casi total del potasio en las albitas, pero posiblemente este relacionada con procesos de alteración de los sedimentos.

Por otra parte, de las características geoquímicas del conjunto litológico, reflejadas en la matriz de correlación interelemental (TABLA IV), pueden obtenerse las siguientes conclusiones:

— Los coeficientes de correlación de la sílice son negativos frente a la mayoría de elementos, indicando que el aporte de aquella a los sedimentos determina un empobrecimiento de albita y minerales arcillosos (micáceos).

— Fe, Mg y K presentan elevados coeficientes positivos de correlación entre ellos, lo que pone en evidencia su asociación en minerales micáceos originados por recristalización de los minerales arcillosos del sedimento original.

— El Na, presenta muy buena correlación positiva con Al y Ti. La con el Al es debida a su relación en la albita, mientras que la del Ti se debe a su asociación en los materiales originarios. Por otro lado, el Na está fuertemente asociado al Nb, indicando que este último procede de los materiales ricos en sodio que formaron estos sedimentos.

La correlación positiva del Mn, Ca y P, indica su asociación en la sedimentación carbonatada.

La pérdida por calcinación de las muestras, viene dada por la pérdida de agua de los minerales hidratados y del CO_2 de los carbonatos, lo que es congruente con las elevadas correlaciones que presenta con Fe, Mg, K y Ca, ligados a las micas y carbonatos del sedimento.

HIPOTESIS GENETICAS DE LAS ROCAS ALBITICAS

En trabajos anteriores geológico-mineros dedicados al estudio del feldespato en Galicia, así como en estudios privados sobre los yacimientos en explotación, se han propuesto varios orígenes para este tipo de rocas. Dichas hipótesis son las siguientes:

TABLA IV. MATRIZ DE CORRELACION INTERELEMENTAL

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PPC	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb
SiO ₂	1.00	0.62	-0.29	-0.51	-0.43	-0.76	-0.55	0.55	-0.87	0.00	-0.71	-0.78	0.77	-0.77	-0.17	0.67	0.55
TiO ₂		1.00	0.33	-0.70	-0.80	-0.78	-0.74	0.75	-0.75	-0.25	-0.81	-0.72	0.78	-0.75	-0.27	0.54	0.66
Al ₂ O ₃			1.00	-0.64	-0.46	-0.35	-0.31	0.63	-0.19	0.14	-0.40	-0.30	-0.07	-0.37	-0.48	-0.08	0.58
FeO				1.00	0.68	0.86	0.55	-0.95	0.85	-0.14	0.82	0.90	-0.49	0.93	0.73	-0.45	-0.94
MnO					1.00	0.54	0.81	-0.69	0.56	0.14	0.78	0.50	-0.74	0.65	0.12	-0.49	-0.55
MgO						1.00	0.66	-0.93	0.96	-0.17	0.91	0.95	-0.58	0.96	0.49	-0.59	-0.94
CaO							1.00	-0.72	0.64	0.14	0.89	0.53	-0.77	0.67	-0.15	-0.35	-0.59
Na ₂ O								1.00	-0.88	0.11	-0.93	-0.89	0.56	-0.95	-0.54	0.45	0.97
K ₂ O									1.00	-0.06	0.89	0.98	-0.71	0.98	0.51	-0.59	-0.88
P ₂ O ₅										1.00	-0.07	-0.09	-0.49	-0.10	-0.11	0.37	0.22
PPC											1.00	0.83	-0.73	0.93	0.25	-0.57	-0.87
Rb												1.00	-0.59	0.97	0.65	-0.51	-0.90
Sr													1.00	-0.67	-0.03	0.44	0.45
Ba														1.00	0.56	-0.57	-0.94
Y															1.00	-0.17	-0.63
Zr																1.00	0.51
Nb																	1.00

— Pegmatitas.

— Diques de feldespato sódico.

— Niveles lentejonares de arcosas o subarcosas (areniscas ricas en feldespato).

— Metasomatismo sódico de rocas pre-existentes (albitización).

Revisando cada una de estas hipótesis y los datos existentes sobre las albititas, ninguna de ellas explica de forma satisfactoria su génesis. En este estudio se propone otra hipótesis alternativa:

— Rocas volcano-sedimentarias (cineritas sódicas).

Pegmatitas

La hipótesis pegmatítica se muestra totalmente errónea, ya que la pegmatita es una roca polimineral, generalmente de compo-

sición granítica, formada por feldespato (normalmente sódico-potásico), cuarzo, micas y otros minerales accesorios (turmalina, granate, berilo, menas metálicas, etc...), que se caracteriza por el gran tamaño de los cristales de sus minerales constituyentes. Las albititas son rocas de tamaño de grano microscópico (micro a criptocristalinas), y tienen una composición prácticamente monomineral de albita, incluyendo solamente algunos minerales accesorios. Además las pegmatitas se presentan en forma de diques y filones de carácter intrusivo, mientras que las rocas albíticas están interes-tratificadas con el resto de materiales de la serie Cámbrica, presentando texturas de roca sedimentaria, cambios laterales de facies a cuarcitas y deposición conjunta con carbonatos en medio carbonatado.

Diques de feldespato sódico

La hipótesis de diques de feldespato sódico asociados a los diques subvolcánicos de pórfidos micrograníticos, muy abundantes en toda la zona, no parece tampoco correcta.

Ambos tipos de rocas se han denominado genéricamente «felsitas». Este es un término de campo aplicado a rocas ígneas volcánicas y subvolcánicas, de colores claros (blanco-rosado) y de textura afanítica o criptocristalina (cristales microscópicos). Ambas rocas reúnen estas características pero se diferencian en la edad, mineralogía, composición y forma de yacer. El cuadro mostrado a continuación recoge las diferencias entre ambos tipos de rocas:

Los pórfidos micrograníticos son rocas tardihercínicas, de afinidad subvolcánica (sills y diques emplazados a favor de la estratificación, foliaciones y fallas), gran variedad petrográfica (gabros, dioritas, tonalitas, granodioritas y leucogranitos) y textural (hipidiomórficas, microporfídicas, ofíticas, etc...) y pertenecientes a la serie calcoalcalina (SUAREZ RODRIGUEZ *et. al.* 1990). Pueden presentar una alta participación de material básico profundo en su génesis, contaminado con material cortical durante su evolución (SUAREZ RODRIGUEZ *et. al.* op. cit.). La intrusión se realiza aprovechando las estructuras de más fácil penetración, en nuestro caso la foliación, lo que hace que aparezcan de forma subconcordante con la serie estratigráfica (roca de caja). Sin embargo, en detalle, los contactos pórfido-encajante son netamente intrusivos y cortan a todas las estructuras preexistentes como estratificación, foliación y pliegues. Se han observado también, contactos netos e intrusivos de pórfidos sobre rocas albíticas. Su composición corresponde

a la de un granito, presentando la misma mineralogía. Destaca además su bajísimo contenido en sodio (1-2 %).

Las rocas albíticas son materiales interestratificados en la serie Cámbrica, completamente concordantes (incluso en detalle) con las rocas entre las que se intercalan. Han sufrido todas las fases de deformación hercínica, habiéndose observado en el núcleo de pliegues tumbados de Fase 1 y afectadas por la Fase 3 (direcciones E-O y buzamientos al Sur). En su composición presentan generalmente un alto porcentaje de sodio (9-12 %) que corresponde a la de una albita prácticamente pura. Por consiguiente, dadas las insalvables diferencias no parece razonable relacionar genéticamente ambos tipos de rocas.

Niveles lentejonares de arcosas

La arcosa es una arenisca rica en feldespato compuesta por granos angulosos a subredondeados, pobre a moderadamente clasificados que procede de la rápida desintegración de rocas graníticas. El mineral predominante es el cuarzo, con un 25 % de feldespato (microclina), menos del 15% de matriz, y que raramente contiene cemento silíceo o carbonático (BATES y JACKSON 1987).

La hipótesis sobre niveles sedimentarios de areniscas feldespáticas (arcosas), explicaría los datos de edad y forma de yacer de este tipo de rocas ricas en feldespato sódico, pero no su composición química y mineralógica. La arcosa presenta un alto porcentaje de cuarzo y el feldespato que contiene es potásico, lo que no aparece en las rocas albíticas. No puede suponerse, por otro lado, una roca de origen exclusivamente sedimentario que contenga solo feldespato (plagioclasas), debido a que este mineral es

	DIQUES DE PORFIDO	ROCAS ALBITICAS
Edad	Tardihercínica	Cámbrico Inf.
Mineral. Principal	Q, Plag., Microc., Mosc.,	Albita (90%) Biot.
Forma de Yacer	Subconcordante Intrusiva en detalle	Concordante Concordante en detalle

Composición media:

ROCA	SiO2	Al2O3	Fe2O3	TiO2	CaO	MgO	K2O	Na2O
Albitita	67,90	19,40	0,27	0,01	0,28	0,56	0,51	10,26
Pórfido	70,52	17,30	0,97	0,01	0,09	0,22	5,65	1,64

Fuente: IGME 1977-78, ITGE 1992

mucho menos resistente al transporte que el cuarzo. El porcentaje mayor en la roca siempre sería para el cuarzo, siendo el feldespato el mineral secundario.

Metasomatismo sódico (albitización)

En la bibliografía especializada, se han citado varios mecanismos para explicar la albitización: agua marina como fuente de sodio, autometasomatismo de rocas volcánicas inducido por los propios elementos volátiles atrapados durante el enfriamiento (incluido el sodio), y metasomatismo de areniscas feldespáticas mediante la difusión de volátiles alcalinos procedentes de intrusiones basálticas próximas. En el caso de un metasomatismo alcalino, probablemente se desarrollarían minerales peralcalinos ferromagnesianos, habría enriquecimientos en Zr y se apreciarían

pautas de abundancia y de variación de elementos traza diferentes a las observadas. Por otro lado, si el origen de estas rocas fuese metamórfico, no tendrían un centrado estratigráfico tan estricto, ni presentarían alternancias centimétricas, decimétricas o métricas de capas de albititas con otras rocas como pizarras, cuarcitas y carbonatos con contactos netos estratigráficos. No se ha observado en campo ni en lámina delgada aspectos que pudieran hacer sospechar la acción de mecanismos de metasomatización (frentes de sustitución, reemplazamientos, etc...). Por tanto, desechamos este mecanismo para explicar el origen de las albititas.

Rocas volcano-sedimentarias

La hipótesis sobre un origen volcano-sedimentario de las rocas albiticas podría explicar, en principio, todos los datos recogidos sobre estas rocas.

Las albititas estudiadas han sufrido un largo y complejo proceso, en el que están implicados diferentes mecanismos contemporáneos y post-deposicionales que han transformado la roca hasta obtener el material feldespático que vemos actualmente. Como mecanismos contemporáneos podemos citar:

- * Desvitrificación e hidratación
- * Sedimentación en medio marino
- * Removilización y redistribución
- * Compactación

Los mecanismos post-deposicionales son los siguientes:

- * Diagénesis
- * Metamorfismo
- * Deformación tectónica

El resultado es una roca originalmente volcanoclástica, modificada en sus características geométricas, texturales y composicionales.

En zonas volcánicas recientes como las Islas Canarias se han descrito rocas de composiciones traquítica y fonolítica con altos contenidos en sodio (TABLA V). Por consiguiente, podemos tener un material originalmente tan sódico como las albititas. Las diferencias observadas con las rocas de Canarias, estriban en los contenidos más altos de sílice y más bajos en potasio, magnesio y hierro de las rocas albíticas, que podrían deberse a la actuación de los mecanismos mencionados arriba.

La roca volcanoclástica original puede depositarse subaéreamente y ser posteriormente erosionada para dar depósitos ricos en feldespato alcalino, o bien puede depositarse directamente en la cuenca marina como piroclastos de caída, que pueden provenir de

lluvias de cenizas de las columnas eruptivas, o por elutriación de partículas vítreas procedentes de los flujos en masa (coladas y oleadas piroclásticas) (ARAÑA y COELLO 1989). El vidrio volcánico es termodinámicamente inestable por lo que tiende a la cristalización espontánea (desvitrificación). Los efectos de la desvitrificación-hidratación del vidrio volcánico se incrementan en varios órdenes de magnitud en presencia de álcalis (CAS y WRIGHT 1988). La desvitrificación puede producirse en lavas, flujos piroclásticos y piroclastos de caída (cineritas). En una roca cinerítica no depositada en masa, los volátiles pueden estar encerrados en las vesículas de vidrio y, una vez depositado el material, difundirse a través de la red de vidrio silicatado facilitando la desvitrificación y la cristalización de feldespato alcalino y/o cuarzo principalmente. Este proceso produce también diferencias importantes en la composición de la roca, variando los contenidos en SiO₂, H₂O, relación Fe₂O₃/FeO, Na₂O y K₂O (CAS y WRIGHT *op. cit.*).

La desvitrificación unida a la recristalización inducida por el metamorfismo transforma a la roca en holocristalina (estadio granofírico). Evidentemente se pierde la textura de la roca original, aunque en este caso, se han conservado las laminaciones sedimentarias marcadas por minerales opacos. También se han observado micropliegues y crenulaciones que afectan a las laminaciones.

El medio sedimentario marino, somero según los estudios de varios autores, ha removilizado, mezclado con otras litologías y redistribuido el depósito cinerítico original. Esto se pone de manifiesto por la presencia de albititas incluidas en sets de laminaciones cruzadas de ripples, así como por

cambios laterales de facies de albititas a cuarcitas feldespáticas con albita o cuarcitas puras, e intercalaciones de rocas sedimentarias pizarrosas y areniscosas con variables contenidos en albita (variable participación de cenizas volcánicas). Se han observado también niveles sedimentarios de acumulación de opacos (materia orgánica?, minerales densos) y, en algunos casos, minerales rodados (circones).

La presencia de estas rocas en la Unidad del Manto de Mondoñedo, implica una larga y compleja historia deformacional, que aso-

ciada al efecto del metamorfismo en facies de esquistos verdes, ha transformado considerablemente las albititas. Se han observado varias fases de deformación hercínica responsables de las siguientes estructuras vistas en albititas en campo y lámina delgada: pliegues de fase 1 isoclinales, tumbados y vergentes al Este con desarrollo de esquistosidad S1 de plano axial; y pliegues abiertos de plano axial subvertical (fase 3) con desarrollo local de crenulaciones. Además se han observado venas y grietas rellenas de calcita, cuarzo, feldespato y clorita; posi-

TABLA V. ANALISIS QUIMICOS DE ROCAS VOLCANICAS DE CANARIAS

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	60.78	59.60	60.24	59.51	59.07	55.40	58.80	60.11	62.00	59.40
Al ₂ O ₃	17.00	18.53	16.95	18.85	19.02	17.62	19.19	19.26	18.52	19.12
Fe ₂ O ₃	3.45	2.34	3.68	2.16	2.12	2.05	1.57	1.89	2.22	1.74
FeO	0.75	1.29	0.76	1.09	0.93	1.81	1.86	1.49	2.25	2.06
TiO ₂	0.82	0.90	0.81	0.75	0.56	0.98	0.83	0.61	1.05	0.81
MnO	0.17	0.19	0.28	0.21	0.21	0.21	0.17	0.50	0.23	0.22
MgO	1.03	0.94	0.66	0.53	0.37	1.04	1.47	0.63	0.44	0.35
CaO	1.36	2.04	1.14	1.94	1.36	1.99	2.07	1.37	0.50	0.45
Na ₂ O	7.20	7.75	8.04	7.78	9.00	7.23	7.77	8.98	7.34	8.96
K ₂ O	5.28	4.97	5.56	5.17	5.22	4.67	5.34	5.57	5.02	5.34
P ₂ O ₅	0.11	0.16	0.03	0.09	0.05	0.29	0.18	0.18	0.12	0.06
H ₂ O	1.98	1.13	1.72	1.75	1.65	6.50	1.09	0.70	0.50	0.68
Total	99.93	99.84	99.88	99.79	99.86	99.81	100.03	99.53	100.19	99.19

1. Media de 9 traquitas peralcalinas. Serie Cañadas Inferior. Brändle (1973).
2. Media de 8 fonolitas. Serie Cañadas Superior. Brändle (1973).
3. Media de 7 fonolitas peralcalinas. Serie Cañadas Superior. Brändle (1973).
4. Media de 3 diques de fonolitas. Brändle (1973).
5. Media de 4 diques de fonolitas peralcalinas. Brändle (1973).
6. Media de 6 coladas piroclásticas. Alonso *et al.* (1988).
7. Media de 8 fonolitas. Serie Reciente. Brändle (1973).
8. Media de 4 fonolitas peralcalinas. Serie Reciente. Brändle (1973).
9. Traquita. Cono terminal Teide. Quesada (en prep.).
10. Fonolita. Montaña Rajada. Quesada (en prep.).

Fuente: ARAÑA y COELLO (1989)

bles juntas estilolíticas; intrusiones de sills de pórfidos micrograníticos cortando a rocas albiticas, y fallas y microfallas directas con saltos variables del milímetro al metro.

Por consiguiente, estas rocas corresponderían en origen a material volcánico de tipo efusivo (cineritas) de composición traquifonolítica muy rica en vidrio volcánico, que sufrió procesos de desvitrificación, removilización y alteración por el medio sedimentario, recristalización por efectos del metamorfismo e importantes deformaciones tectónicas. Todos estos procesos transformaron la geometría, textura y composición de la roca original. El material cinerítico, se depositaría en la cuenca con el resto de los sedimentos quedando, por tanto, interestratificado con ellos (concordante) y sería de la misma edad (Cámbrico).

PALEOVOLCANISMO Y AMBIENTE GEOTECTONICO RELACIONADO CON LA FORMACION DE LAS ALBITITAS

El paleovolcanismo del Paleozoico en el NO de España ha sido estudiado por numerosos autores desde mediados de siglo hasta nuestros días. Sin embargo, el estudio ha estado siempre centrado en la Zona Cantábrica (ZC) (GARCIA DE FIGUEROLA *et. al.* 1962; GARCIA DE FIGUEROLA y PARGA PONDAL 1964; PARGA PONDAL 1969; GARCIA RAMOS *et. al.* 1984; ARAMBURU *et. al.* 1988; GALLASTEGUI *et. al.* 1992), mientras que en la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAOL), sólo se citan rocas volcánicas en los mapas geológicos (MAGNA) al describir las series estratigráficas: sills de rocas verdes (quimismo básico) y tobas ácidas o rocas sedimentarias con mayor o menor grado de participación volcánica.

En la ZC, más estudiada y muy próxima a la ZAOL paleogeográficamente, la actividad volcánica fue frecuente a lo largo de todo el Paleozoico con varios episodios importantes de máxima actividad. Entre ellos destaca el vulcanismo Ordovícico, volumétricamente el más importante, y que ha sido el más estudiado recientemente por los autores.

Los materiales volcánicos presentes son: tobas volcánicas, traquitas estratiformes, tonstein de caolín, sills traqui-basálticos, lavas basálticas y diferentes tipos de rocas volcanoclásticas (aglomerados volcánicos y tobas). Geoquímicamente corresponden a basaltos alcalinos, hawaitas, mugaritas, traqui-basaltos, traquiandesitas, andesitas y traquitas (GALLASTEGUI *et. al.* 1992), a los que habría que añadir traquitas y/o fonolitas sódicas que dieron lugar a las albititas. El magma original era basáltico olivínico alcalino rico en volátiles, originado en el Manto Superior, que intruiría por zonas de fractura en sedimentos débilmente compactados de origen aluvial y marinos litorales. Su alto contenido en volátiles podría producir fuertes explosiones freatomagmáticas subaéreas con productos de proyección aérea como piroclastos y cenizas (GALLASTEGUI *et. al.* 1992).

Esta actividad volcánica se ha relacionado con procesos de adelgazamiento cortical y apertura de cuenca (rifting) durante el Paleozoico Inferior.

Durante el Cámbrico y el Ordovícico se desarrolla un intenso vulcanismo, y por tanto, la serie sedimentaria contiene materiales efusivos cuya mayor o menor participación depende de la distancia al foco emisor y la intensidad de dicho vulcanismo.

El predominio de cenizas y lapillis frente al de lavas, ha llevado a considerar este

vulcanismo como originado por explosiones freatomagmáticas en un ambiente marino somero (ARAMBURU *et al.* 1988).

YACIMIENTOS E INDICIOS DE ALBITITAS

Las rocas albiticas se distribuyen en dos zonas o distritos donde se sitúan los yacimientos e indicios mejor conocidos. A continuación haremos un repaso de los indicios y explotaciones estudiados en este trabajo.

Distrito de Foz-Barreiros

En el área de Foz, Barreiros y las Playas de Benquerencia, se han estudiado dos yacimientos en explotación y varios indicios de rocas albiticas.

Las rocas paleozoicas de este área forman una secuencia continua principalmente siliciclástica, donde las capas de albititas se sitúan en varios niveles estratigráficos dentro de las Pizarras de Tránsito (Grupo Cándana). A techo de la unidad anterior se sitúa la Caliza de Vegadeo, importante nivel guía isócrono que contiene el límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. La datación se ha realizado en diversas localidades mediante faunas de trilobites y arqueociatos encontrados en las calizas y en los niveles pizarrosos situados inmediatamente encima. Además se dispone de icnofauna encontrada en las Pizarras de Tránsito al Oeste de la Playa de Reinante (Playas de Benquerencia), que da una edad Cámbrico Inferior para estas rocas (ALONSO *et al.* 1991). Estos datos permiten la datación de las capas de albititas que serían, por tanto, de la misma edad.

Se ha dividido las Pizarras de Tránsito (fig. 8) en tres tramos informales (ITGE

1992): inferior, medio y superior, diferenciables cartográficamente, y cuya descripción es la siguiente:

— Tramo Inferior (pizarroso): Esta formado por pizarras, pizarras arenosas y metaareniscas de tonos negruzcos, pardos y verdosos, que intercalan niveles negros de ampelitas y una capa de carbonatos. Este tramo contiene varias capas métricas de albititas con intercalaciones pizarrosas (yacimiento de La Quinta). Serían, por tanto, las capas más inferiores estratigráficamente hablando.

— Tramo Medio (cuarcítico): Comienza con alternancias de cuarcitas y pizarras verdosas que hacia el techo culminan con un potente paquete de cuarcitas y microconglomerados blancos. Se ha observado abundante laminación paralela y cruzada. En el tramo de alternancias destaca una capa de potencia métrica de albititas (indicio Sexta), que constituye un pequeño afloramiento limitado por fallas.

— Tramo Superior (pizarroso-cuarcítico y carbonatado): Presenta alternancias de pizarras, metaareniscas y algunas cuarcitas. Hacia el techo contiene intercalaciones decimétricas y métricas de carbonatos que dan paso a la Fm. Calizas de Vegadeo que, sin embargo, no llega a aflorar. Se observan dos capas principales de albititas: la más inferior se sitúa en la base del tramo, a techo de las cuarcitas blancas del Tramo Medio (indicio Playa da Pasada). La capa superior se sitúa entre los primeros niveles de carbonatos (yacimiento de Punta do Castro).

Las albititas se presentan en varias facies litológicas que se diferencian principalmente por el color y la textura. Su descripción es la siguiente (ITGE 1992):

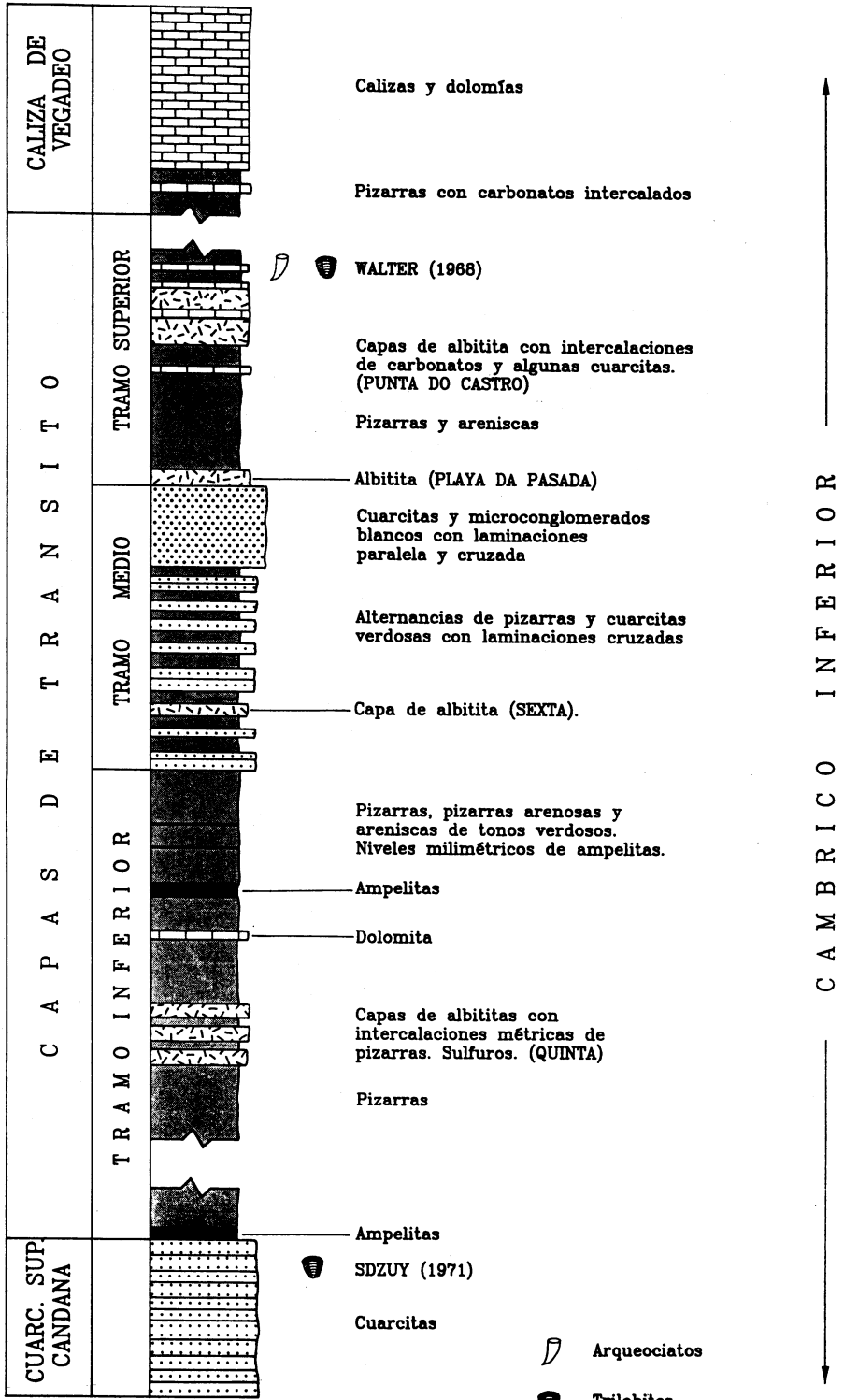


Fig. 8. Columna estratigráfica esquemática de la parte superior del Grupo Cándana en el Distrito de Foz-Barreiros.

* *Facies rosada*: es la facies más típica y la que permite reconocer fácilmente el material feldespático. Puede presentarse en lechos finos intercalados con pizarra, ó bien en potentes paquetes métricos. Se caracteriza por un bandeado laminar muy fino y constante formado por variaciones del tamaño de grano de la albita y la alternancia de niveles de sericita-albita. Su aspecto es de cuarcitas de grano muy fino.

* *Facies blanca*: Puede presentarse masiva, sin láminación, o bien laminada en bancos decimétricos. Su aspecto y color la confunden fácilmente con cuarcitas típicas. A veces se intercala con los lechos rosados de la facies anterior.

* *Facies gris*: Es también difícil de reconocer en campo ya que se confunde con metaareniscas grises de grano fino. Puede presentar un aspecto masivo, pero normalmente muestra las laminaciones tan comunes en la facies rosada.

Tanto los yacimientos en explotación como los indicios estudiados, presentan notables diferencias en cuanto a la calidad y pureza del material feldespático. Las albitas puras cambian lateralmente de facies y/o alternan verticalmente con albitas impuras en grados diferentes, cuarcitas y esquistos albiticos, y cuarcitas prácticamente puras. La composición química también varía, descendiendo los contenidos en Na₂O y Al₂O₃ y aumentando los de FeO, MgO, CaO y SiO₂, lo que motiva importantes descensos en la calidad del feldespato.

El principal yacimiento en explotación se denomina *La Quinta* (figs. 9 y 10). Está situado entre Aspera y Vilar, en la desembocadura del arroyo de Esteiro a la ría de Foz.

El yacimiento se sitúa estratigráficamente en el Tramo Inferior de las Pizarras de

Tránsito (Grupo Cándana), y esta constituido por 3-4 niveles principales de rocas albiticas separados por lechos de pizarra intercalados. Existen además otros niveles menos importantes, a techo de los principales, de poco espesor. Su dirección es prácticamente E-O, con buzamientos de 18-25° al S. Varias familias de fallas directas de salto métrico desplazan los niveles de albita.

Mineralógicamente las albitas están compuestas principalmente por albita (82-94 %) con algunas impurezas como sericita, biotita (producto del metamorfismo), sulfuros, venas tardías de cuarzo, moscovita, turmalina, circón, clorita, apatito y opacos.

Este yacimiento está actualmente en explotación por la empresa Basazuri, S.L., que produce unas 73.000 t/año, extrayéndose tanto la roca fresca como la roca alterada mediante corta a cielo abierto (1 frente). El feldespato es transportado en camiones hasta la planta de tratamiento, muy próxima a Foz, donde el producto es sometido a molienda y envasado. Dados su alto contenido en albita y bajo en impurezas no precisa de tratamiento. El contenido medio en sodio es del 10% en la roca fresca y se reduce ligeramente al 8 % en la roca alterada. El material se utiliza en grés de cerámica.

Este yacimiento es el que presenta menos variabilidad en la calidad de la albita, que se mantiene con altos valores de pureza. Sus importantes reservas conocidas y probables así como la calidad del material, hacen de este yacimiento el más interesante desde el punto de vista minero.

La Sexta (figs. 11 y 12) es un indicio pequeño situado en la desembocadura del arroyo de Pena Bor a la playa de San Pedro (Playas de Benquerencia).

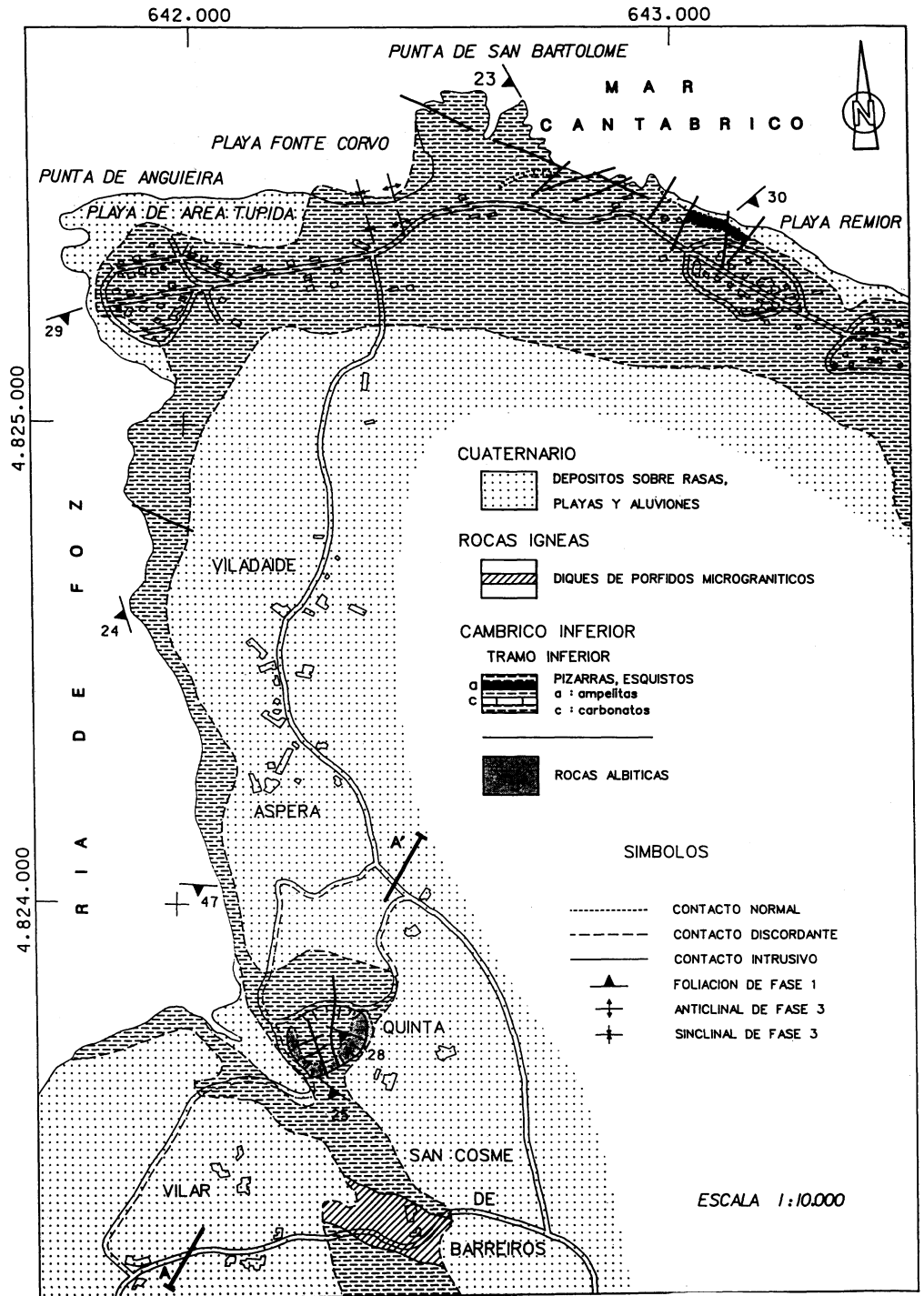


Fig. 9. Mapa geológico del área del yacimiento de La Quinta.

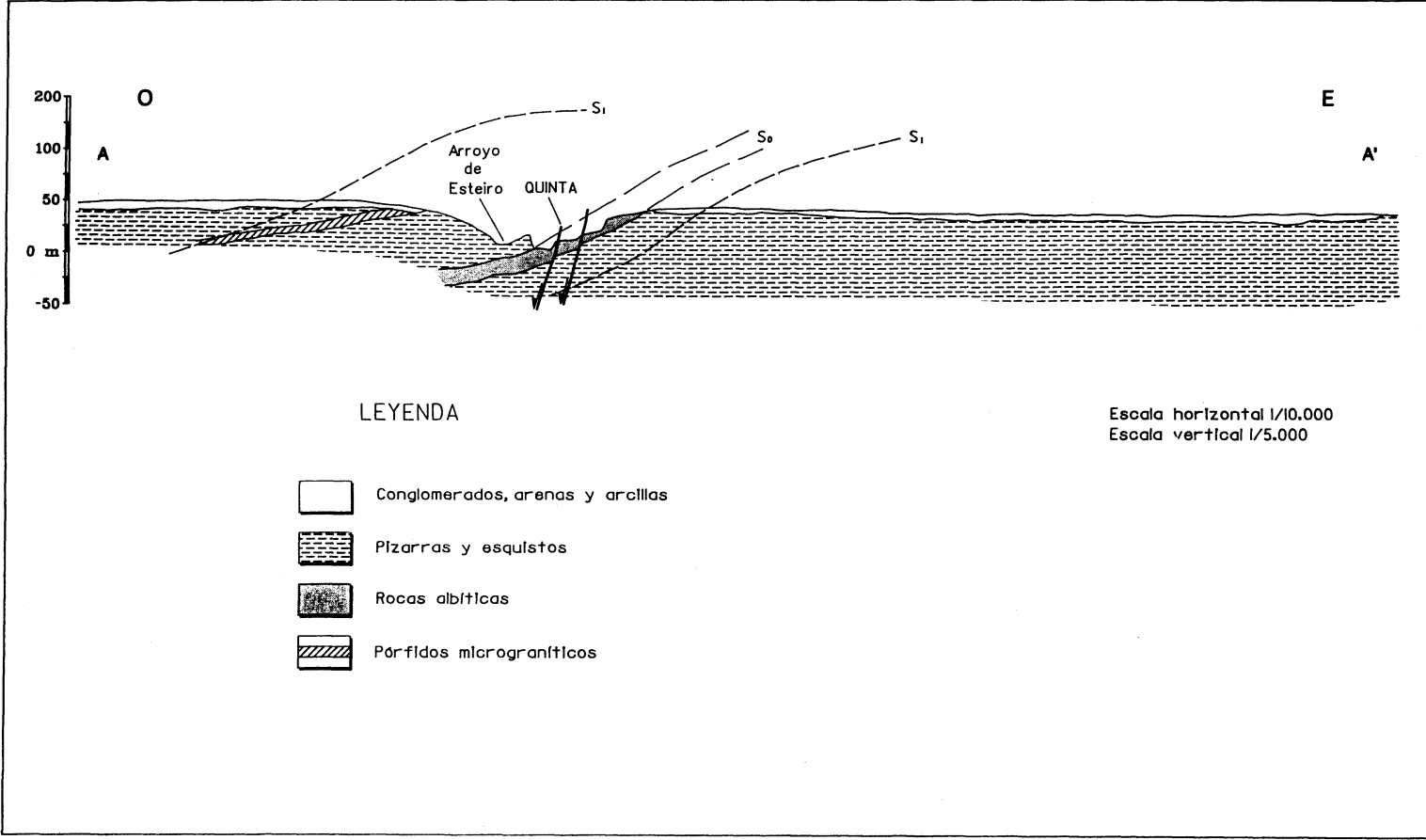


Fig. 10. Corte geológico del yacimiento de La Quinta.

Se trata de una capa delgada de rocas albíticas, limitada por dos fallas de alto ángulo, y que esta interestratificada con rocas cuarcíticas y esquistosas del Tramo Medio de las Pizarras de Tránsito. La extensión del afloramiento es de unos 15 m entre las fallas y la potencia de la capa de 1 m aproximadamente. A un lado y otro de las fallas no se ha observado ningún otro indicio de albitita. La dirección de esta capa es N 105_E y su buzamiento es de 20_S. La albitita se presenta muy laminada, con lechos centimétricos en los que alternan niveles de las facies rosa y blanca.

El interés minero de este indicio es escaso.

Playa da Pasada (figs. 11 y 12) son dos indicios de rocas albíticas situados en los parajes de Playa da Pasada y Punta Corbeira (Playas de Benquerencia).

Al Oeste de Punta Corbeira, aflora una primera capa albítica en el núcleo y flanco inverso de un anticlinal tumbado de primera fase. Se prolonga hacia el Oeste por debajo de la playa de San Pedro, volviendo a aflorar más adelgazada. La facies observada aquí es la rosada.

Una segunda capa o paquete de rocas albíticas aflora en la Playa da Pasada. La albitita se presenta en su típica facies de lechos centimétricos y decimétricos rosados y blancos que alternan con pizarras y cuarcitas muy silicificadas. Su dirección y buzamiento es N 50 E/27 SE.

Toda la serie esta intruida por varios «sills» métricos de microgranito porfídico (felsita) muy próximos entre si. Además, la serie esta desplazada verticalmente por numerosas fallas directas de salto métrico y gran ángulo.

Diversas características como la situación en la misma línea de costa, el desconoci-

miento de su continuidad tierra adentro y la alta variabilidad de la calidad del feldespató, hacen que el interés minero de este indicio sea bajo.

El segundo yacimiento de albititas explotado se denomina *Punta do Castro* (figs. 11 y 12), y corresponde a la prolongación oriental del paquete albítico de la Playa da Pasada (Tramo Superior de las Pizarras de Tránsito).

Se encuentra en el flanco inverso de un pliegue tumbado de fase 1 de tamaño hectométrico, parásito del Sinclinal de Villaodrid. Todo el conjunto está intruido por «sills» de felsita y fallado mediante fracturas normales que complican la estructura del yacimiento.

La litología es compleja, con albititas puras (10% de Na₂O), albititas impuras, cuarcitas y pizarras albíticas, y niveles de carbonatos intercalados, que forman el tramo explotado de unos 8-10 m de potencia en el que se reconocen las facies rosada y gris.

Actualmente está en explotación intermitente por parte de la empresa Materiales Cerámicos, S.A., con una producción aproximada de 300-400 t/mes. El producto se utiliza como fundente en la fabricación de baldosas de grés. La explotación se realiza sobre todo el paquete litológico sin ningún tipo de selección, lo que supone importantes descensos en el contenido de Na₂O y, por tanto, en la calidad del material feldespático. Sin embargo, se cumplen los requerimientos necesarios para la fabricación del producto.

Su potencial minero es desconocido puesto que no se conocen las reservas y la continuidad del yacimiento. Cabe mencionar que presenta diversos problemas como su situación en la costa (parte del yacimiento

645.000

646.000

647.000

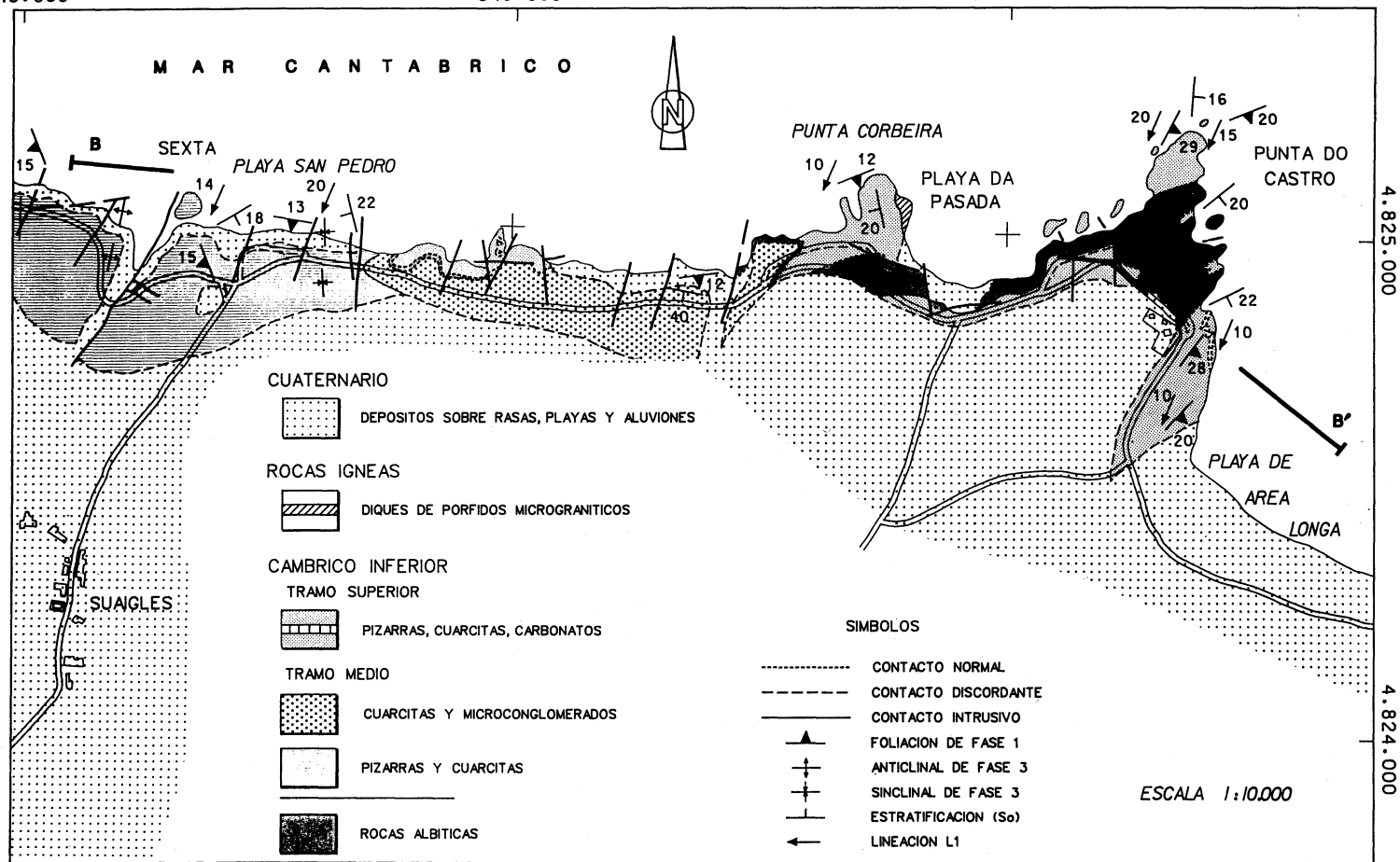


Fig. 11. Mapa geológico de los indicios Sexta y Playa da Pasada, y del yacimiento Punta do Castro.

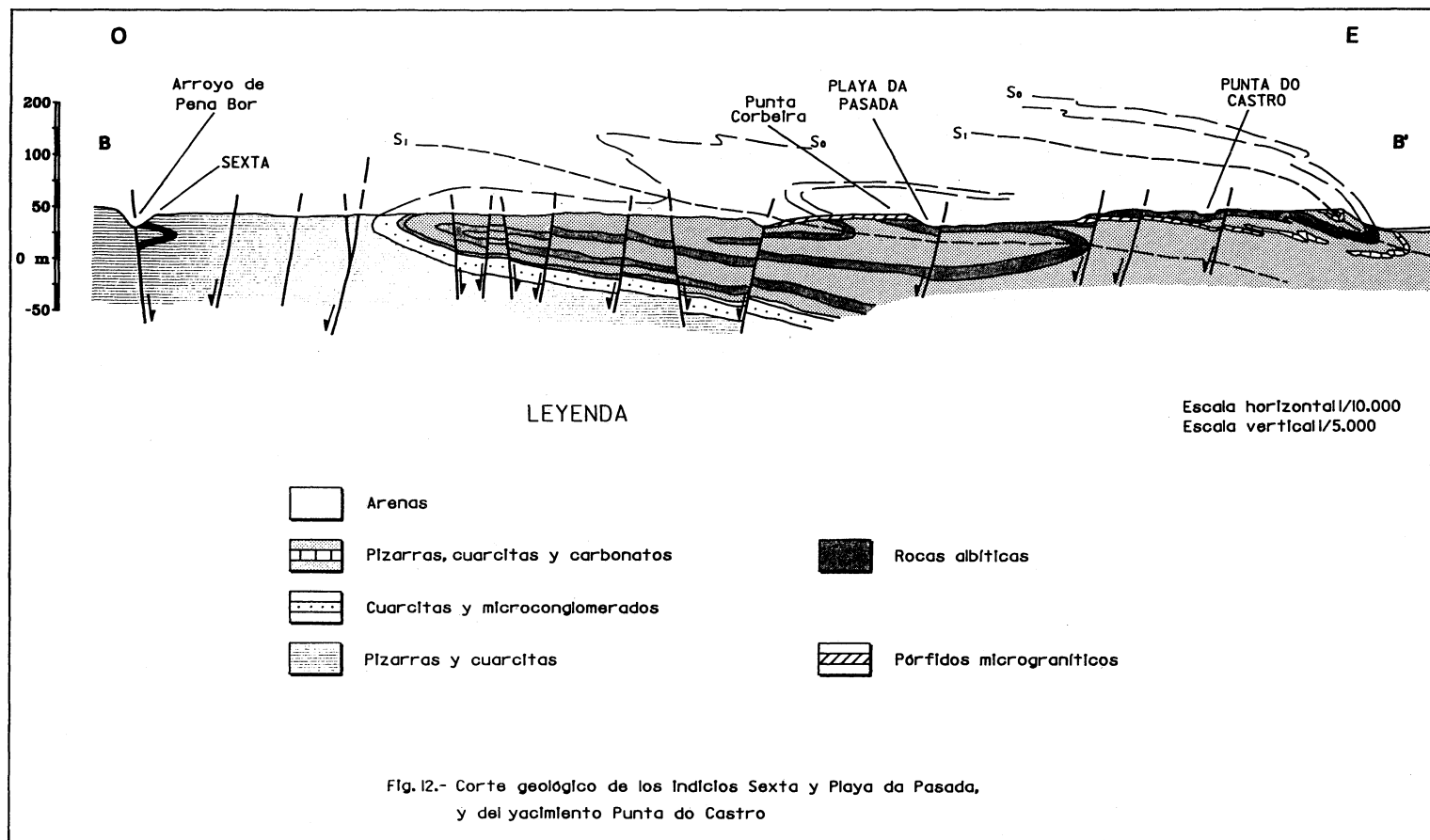


Fig. 12. Corte geológico de los indicios Sexta y Playa da Pasada, y del yacimiento Punta do Castro.

se mete hacia el mar) y su proximidad a parcelas y viviendas.

Distrito de Luarca

En un área situada al SE de Luarca (fig. 13), cerca de *San Pedro de Paredes*, se ha estudiado un capa de albitita que puede seguirse durante varios km interestratificada en la Serie de Los Cabos.

En el área del yacimiento, la columna estratigráfica en detalle (fig. 14) muestra una primera capa pequeña de albitita que da paso a techo a las calizas y dolomias de la Formación Vegadeo. Por encima se sitúa la Serie de Los Cabos, que comienza con alternancias de areniscas y pizarras (pocos metros) que pasan a la capa de rocas albiticas. Hacia techo, se pasa insensiblemente a cuarcitas albiticas que, paulatinamente, van teniendo un menor contenido en feldespato sódico hasta pasar a una serie netamente cuarcítica.

Por la situación estratigráfica que acabamos de describir, y en base a icnofauna mencionada en otros trabajos (Cruziana y otras pistas), la Serie de Los Cabos comprende desde el Cámbrico Medio hasta el Ordovícico Inferior (ALONSO *et. al.* 1991). Las albititas, situadas en la base de la serie, serían, por tanto, de edad Cámbrico Medio basal.

La capa principal de albititas tiene una dirección ENE-OSO y buza 45-50° al NO. La potencia es de 150 m medida por sondeos mecánicos y puede dividirse en dos tramos:

— tramo inferior (75 m): presenta numerosas intercalaciones de pizarras y areniscas asi como óxidos de hierro. No es aprovechable industrialmente,

— tramo superior (75 m): esta constituido por un feldespato masivo, gris y con moldes de cristales de calcita. Es aprovechable industrialmente.

La composición química media del material es la siguiente:

Muestra	SiO2	Al2O3	Fe2O3	TiO2	CaO	MgO	K2O	Na2O
PAREDES	64,00	21,00	1,20	0,80	0,50	1,30	1,20	8,00

Fuente: GUTIERREZ CLAVEROL *et. al.*, 1993.

El contenido en sodio alcanza valores del 9%. Los óxidos de hierro impurifican de forma puntual el material.

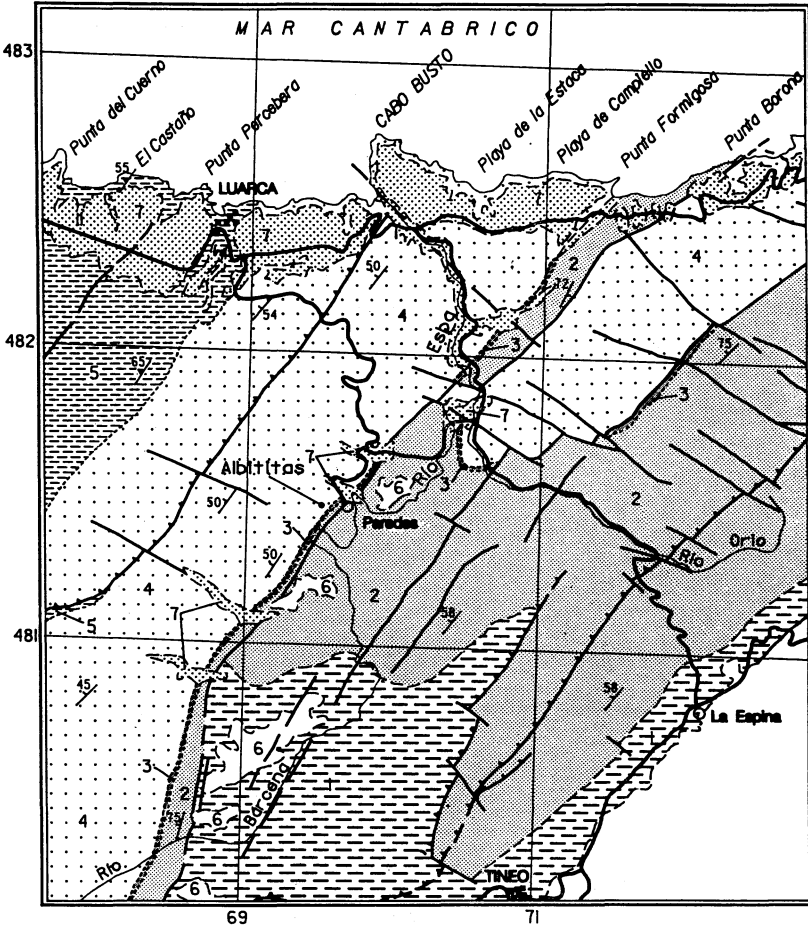
Por consiguiente, el interés minero de este yacimiento es alto, ya que las reservas son grandes dadas las dimensiones de la capa albitica, y la calidad del feldespato es buena con óptimos resultados en los ensayos industriales para cerámica.

Este yacimiento, pretende ser explotado por la empresa Venís, S.A.. Sin embargo, la

oposición vecinal ha impedido hasta el momento su puesta en marcha.

DISCUSION

Las observaciones geológicas sobre las características de este tipo de materiales ponen claramente de manifiesto que son rocas de origen sedimentario interestratificadas entre materiales pelíticos, esquistosos, cuarcíticos y ocasionalmente



ESCALA 1:200.000

CUATERNARIO


 Cuaternario Indiferenciado

TERCIARIO


 Arcillas, calizas, yesos, pudngas

PALEOZOICO

 Pizarras negras (Fm. Luarca)

 Cuarcitas, areniscas y pizarras (Serie de Los Cabos)

 Calizas y dolomías (Fm. Vegadeo)

 Areniscas, cuarcitas y pizarras (Grupo Cándana)

PRECAMBRICO

 Pizarras y areniscas (Serie del Narcea)

SIMBOLOS

- Contacto concordante
- - - - - Contacto discordante
- +— Estratificación
- +— Esquistosidad de fase I
- +— Cabalgamiento
- +— Falla

Fig. 13. Mapa geológico del área del yacimiento de San Pedro de Paredes (Distrito de Luarca).

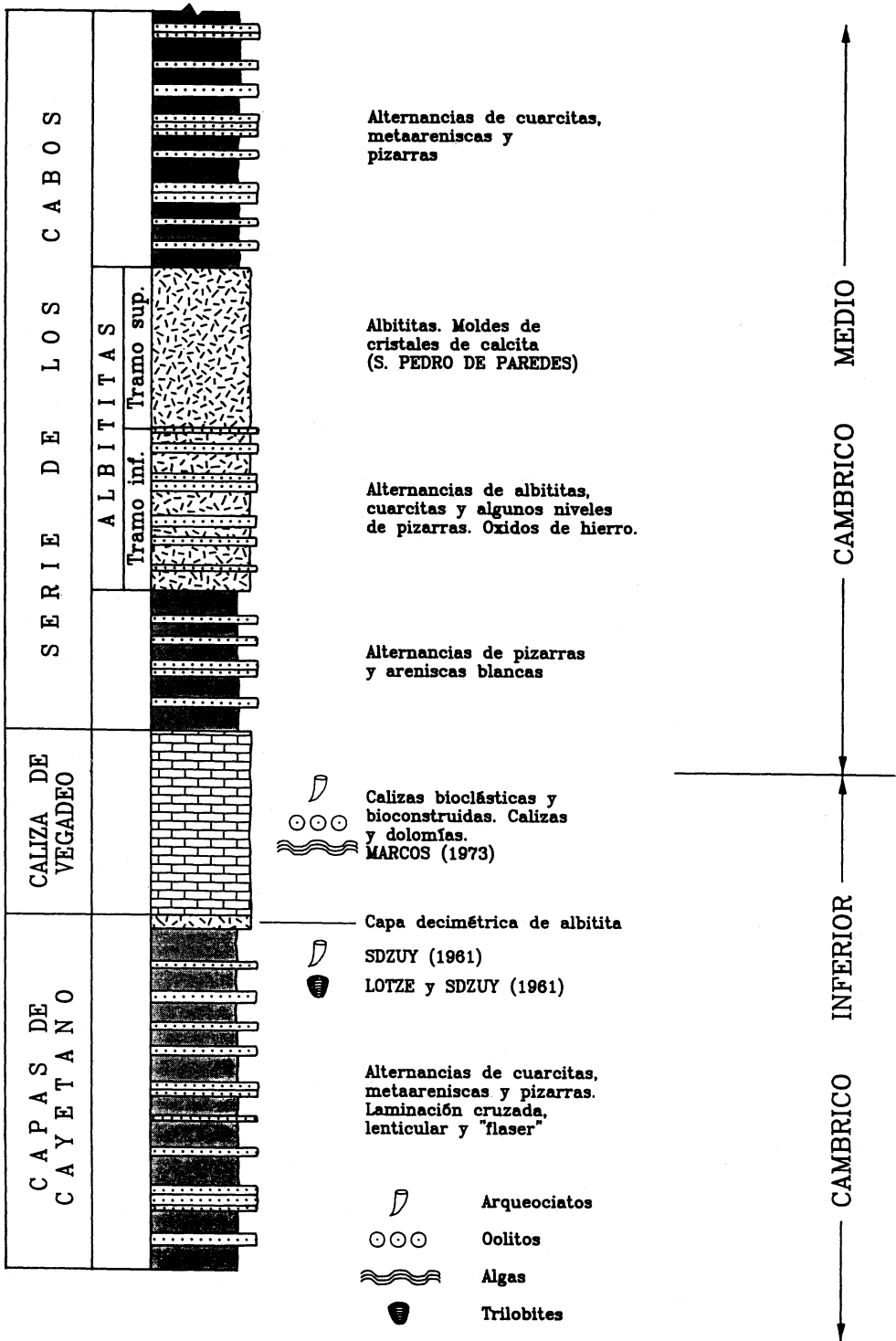


Fig. 14. Columna estratigráfica esquemática del Cámbrico Inferior y Medio en el distrito de Luarca.

carbonatados, pudiendo desecharse un origen filoniano o metasomático.

Las hipótesis sobre una génesis filoniana en forma de pegmatitas o diques de feldespato sódico, no se sostienen según se ha visto anteriormente. Las insalvables diferencias con las albititas llevan a rechazar estas teorías.

El metasomatismo de rocas sedimentarias por la acción de fluidos ricos en sodio procedentes de intrusiones ígneas, no es justificable desde nuestro punto de vista, ya que las composiciones altamente sódicas de las albititas se dan de forma natural en magmas traquíticos y fonolíticos muy diferenciados (islas oceánicas como Las Canarias). Por otro lado, no se han encontrado pruebas que apunten en este sentido.

Las características mineralógicas de estas rocas, inducen a pensar en materiales originales de especiales características como gran riqueza en feldespato alcalino, tamaño de grano muy fino y fácil erosionabilidad asociados a un transporte corto de los sedimentos. Todo esto permitiría un abundante aporte de estos depósitos a la cuenca marina con el menor grado posible de diluición con otros sedimentos. Cuando el retrabajamiento marino es excesivo la mezcla con otros depósitos es inevitable, originándose entonces todo el conjunto de facies estudiadas que varían desde cuarcitas a albititas, con todos los pasos intermedios. La deposición de las cineritas en el momento de instalarse un medio carbonatado produce la sedimentación conjunta de ambas litologías originándose otra facies de rocas albiticas con carbonatos.

El hipotético material fuente más adecuado serían depósitos volcanoclásticos traquíticos alcalinos y muy diferenciados (ricos en sodio y volátiles) de tipo cinerítico.

Esto permite importantes aportes de material de la granulometría y composición adecuadas. Parte de los depósitos podrían provenir de la erosión de tobas cineríticas subaéreas, y otra parte de lluvias de cenizas depositadas directamente en el mar.

El conjunto de mecanismos contemporáneos y postdeposicionales al depósito alteraron significativamente todos los aspectos litológicos de la roca original, enfrentándonos con el problema del reconocimiento de un material mayoritariamente volcanogénico, que ha sufrido múltiples modificaciones. Incluso el estudio de los llamados «elementos inmóviles» presenta sus propias limitaciones y no resuelve el problema.

Desde el punto de vista minero, es indudable que los cambios de facies y la mezcla con otros depósitos del material feldespático influyen negativamente en la calidad del producto. En el Distrito de Foz-Barreiros, el yacimiento de La Quinta proporciona el material albitico con menores impurezas y de mejor calidad (menos variable en cuanto al contenido en sodio), lo que es debido a su deposición en un medio tranquilo con escasa o nula removilización (tramo inferior de las Capas de Tránsito). Los indicios de Playa da Pasada y Punta do Castro presentan una gran mezcla de facies con rocas cuarcíticas y carbonatadas, debido a su deposición en medios más energéticos o carbonatados (tramo superior de las Capas de Tránsito). Por tanto, estos indicios presentan más impurezas así como intercalaciones de litologías no aprovechables en la industria cerámica.

Respecto al Distrito de Luarca, el tramo inferior de la capa albitica presenta parecidas características al de los indicios de Playa da Pasada y Punta do Castro, con la presencia de cuarcitas intercaladas y otras impurezas que lo hacen inservible. El tramo supe-

rior es más puro siendo aprovechable industrialmente.

Las investigaciones llevadas a cabo por una de las empresas privadas del sector cerámico (VENIS, S.A.), han dado lugar al hallazgo de nuevos indicios como el yacimiento de San Pedro de Paredes en el distrito de Luarca. En comunicación personal, los geólogos que trabajan para dicha empresa, han asegurado la existencia de otros indicios de albititas en el Paleozoico tanto en Galicia como en otras regiones de España. Parece, por tanto, que este tipo de manifestaciones

volcánicas sódicas es más común de lo que se conocía hasta ahora.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a las empresas del sector por permitir las visitas a sus explotaciones y por la información dada sobre la elaboración del producto. También deseo agradecer a Félix Bellido Mulas (Dpto. geología - ITGE) sus comentarios sobre la petrología y la geoquímica de las rocas estudiadas.

BIBLIOGRAFIA

- ARAÑA, V. y COELLO, J. (1989).- «Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)». Publ. Min. Agric. Pesca y Alim. Icona. Serie Técnica N° 7. 443.
- ALONSO, J.L.; ALLER, J.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARQUINEZ, J.; PEREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J.A. (1991).- «Mapa Geológico de España 1/200.000. Hoja N° 2 AVILES». Inst. Tecn. GeoMin. Esp. Madrid.
- ARAMBURU, C. *et. al.* (1988).- «El vulcanismo Cambro-ordovícico en la Zona Cantábrica». *Cuad. Resum. X Reun. de Xeol. y Min. do NO Pen.*; Lab. Xeol. Laxe.
- BASTIDA *et. al.* (1984).- «Mapa geológico de España E 1/200.000. Hoja N° 1 LA CORUÑA». Inst. Tecn. GeoMin. Esp. Madrid.
- BATES, R.L. y JACKSON, J.A. (1987).- «Glossary of Geology». Third Edition. Amer. Geol. Inst. 788.
- CAS, R.A.F. y WRIGHT, J.V. (1988).- «Volcanic Successions. Modern and Ancient». Chapman and Hall Ed. 528.
- FLOYD, P.A. y WINCHESTER, J.A. (1978).- «Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements». *Chemical Geology*, 21, 291-306.
- GALLASTEGUI, G. *et. al.* (1992).- «Vulcanismo del Paleozoico Inferior en la Zona Cantábrica (NO de España)». En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Gutierrez Marco, Saavedra y Rábano Eds. Univ. Extremadura. 435-452.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; PRADO, J.G. y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).- «Las Rocas del Cámbrico III. De los afloramientos de Tineo (Río Villar y Puente del Tuña)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* N° 68. Madrid.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA PONDAL, I. (1964).- «Las Rocas del Cámbrico IV. Una traquita alcalina estratificada en el Cámbrico del arroyo del Farandón (Valle del Narcea)». *Not y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* N° 76. 79-94.
- GARCIA RAMOS, J.C.M.; ARAMBURU, C. y BRIME, C. (1984).- «Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain)». *Trabajos de geología*. Univ. Oviedo, 14, 27-33.
- GUTIERREZ CLAVEROL, M. (1981).- «Consideraciones sobre las felsitas del Norte de la provincia de Lugo y su interés minero». *Revista de Minas*. Univ. Oviedo. N° 2. 127-140.
- GUTIERREZ CLAVEROL, M. y LUQUE CABAL, C. (1993).- «Recursos del subsuelo de Asturias». Univ. Oviedo.
- HEINZ, W.; LOESCHKE, J. y VAVRA, G. (1985).- «Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain)». *Geologische Rundschau* 74/3. 623-639.

- IGME (1978).- «Normativa para la Cualificación Tecnológica de Feldespatos. Aplicación a zonas de interés de la provincia de Lugo». 3 tomos. Inst. Tecn. GeoMin. Esp. Madrid. Informe inédito. Doc nº 00559.
- ITGE (1992).- «Estudio de los feldespatos de Galicia». Inst. Tecn. GeoMin. Esp. Oficina de proyectos de Galicia. Informe inédito.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1981).- «*Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)*». Tesis doctoral. Corpus Geol. Gal. Segunda Serie II. Acad. Cienc. Gall. Lab. Xeol. Laxe. 291.
- PARGA, J.R. (1969).- «Sobre la distribución de las manifestaciones efusivas en el Cámbrico de Asturias y León». *Com. Serv. Geol. Portugal*. T 80. 43-56.
- SANCHEZ MUÑOZ, L. y GARCIA GUINEA, J. (1992).- «Feldespatos: mineralogía, yacimientos y aplicaciones». En: *Recursos minerales de España*. Garcia Guinea y Martinez Frias Coord. Textos Universitarios Nº 15. C.S.I.C. Madrid. 441-470.
- SUAREZ RODRIGUEZ, A. *et. al.* (1990).- «*Mapa Geológico de España 1/50.000. Hoja Nº 102. Los Barrios de Luna*». Inst. Tecn. GeoMin. Esp. Madrid.
- UGIDOS, J. M. (1980).- «El sill gabroico-albitítico al SO de Besullo (Cangas del Narcea, Asturias) y su diferenciación». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. Nº 1 33-40.

Recibido, 20-IV-94
Aceptado, 15-IX-94