

CAPÍTULO 8

GEOQUÍMICA

8.- GEOQUÍMICA

En este capítulo se realiza un estudio geoquímico de los ortogneises ordovícicos, considerando dos grupos principales, el primero está formado por los materiales de carácter subvolcánico-volcánico y volcanosedimentario de la Formación "Ollo de Sapo", y el segundo, por los ortogneises graníticos, que incluye los ortogneises de Covelo y de San Sebastián.

Con respecto a la caracterización geoquímica, NAVIDAD *et al.* (1992) señalaban que la naturaleza silíceo-alcalina de las litologías de la Formación "Ollo de Sapo" y su geoquímica calcoalcalina sugieren claramente un origen volcanosedimentario, resultado de un vulcanismo ignimbrítico explosivo subaéreo.

GEBAUER (1993) indicó que el "Ollo de Sapo" es ligeramente peraluminoso y los rangos de composición varían desde diorita a granito (SiO_2 : 57-73 %). Además, en los diagramas de discriminación tectónica a partir elementos traza, las muestras quedan representadas en el campo VAG (aunque no lejos del campo WPG). Este autor interpretó que los gneises "Ollo de Sapo" son granitos post-colisionales, que están metamorfizados y deformados como resultado del engrosamiento cortical que siguió a la colisión cámbrica tardía de Gondwana con una placa situada al N (δ Báltica?).

ORTEGA CUESTA *et al.* (1996) propusieron que toda la secuencia de materiales perteneciente a la Formación "Ollo de Sapo" puede ser interpretada como un "tuff" riolítico y riodacítico resedimentado, y en su estudio utilizan diagramas de discriminación tectónica diseñados para rocas sedimentarias. Las rocas de la Formación "Ollo de Sapo" se caracterizan por unos contenidos en sílice medios a altos, contenidos en $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ moderados y rangos $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ próximos a 1. Estas características son propias de grauvacas volcanogénicas asociadas a márgenes continentales activos. Datos isotópicos de Rb/Sr y Sm/Nd aportados por estos autores indican que las rocas son equiparables a asociaciones volcánicas de arcos continentales, y el ambiente tectónico que proponen para la génesis de estos materiales se correspondería con la subducción del margen N de Gondwana, durante la Orogenia Cadomiense. Durante la realización de este trabajo se ha puesto de manifiesto que el "Ollo de Sapo" es postcámbrico y postcadomiense, por lo que este ámbito no sería verosímil.

FERNÁNDEZ SUÁREZ *et al.* (2000b) encuentran para estos materiales características geoquímicas de magmatismo de intraplaca, que es coherente con un contexto extensional para la formación de las asociaciones ígneas y sedimentarias del Ordovícico Inferior. Para estos mismos autores, la génesis de estas rocas en un contexto intracontinental extensional es coherente con las características intraplaca, deducidas a partir de elementos traza en rocas basálticas alcalinas de la Cordillera Cantábrica (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982), y con la presencia de granitoides peralcalinos de edad Ordovícico Inferior en el margen de Gondwana.

A la vista de los datos que se han ido publicando de los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", parece poco probable la pertenencia de este vulcanismo a una asociación bimodal, ya que todos los términos que se han encontrado son de carácter ácido. Otra característica a tener en cuenta es que, en las rocas ácidas (riolitas-dacitas) asociadas a un magmatismo bimodal, éstas tienen bajos contenido de Ba, Sr y Ni, una baja densidad de fenocristales y un predominio de los

fenocristales de piroxeno sobre los de biotita (EWART, 1979). Todas estas características son muy diferentes de las que presentan las rocas pertenecientes a la Formación “Ollo de Sapo”, por lo que es fácil descartar que estas rocas formen parte de una asociación bimodal dentro de un régimen de ruptura intraplaca.

Se han recogido 46 muestras representativas de las distintas litologías. De ellas, 2 corresponden a ignimbritas, 2 a tobas riolíticas, 5 a tobas, 9 a materiales de la secuencia volcanosedimentaria (tobas epiclásticas), 17 al ortogneis glandular dentro de la zona de bajo grado metamórfico, 5 al ortogneis glandular dentro de la zona de alto grado metamórfico y 6 muestras pertenecen a los ortogneises graníticos, de las cuales 3 corresponden a los afloramientos de Covelo (CO) y otras 3 a los de San Sebastián (SS). En la Tabla 8.1 se encuentran las composiciones medias de cada una de las litologías. La situación de las muestras se encuentra en el mapa de muestras y los resultados analíticos en el Anexo II.

8.1.- CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA

Los cálculos geoquímicos con los elementos mayores, así como los gráficos en los que intervienen se han realizado a partir de los valores recalculados a 100 en composiciones libres de volátiles (LOI = 0). En la Tabla 8.1 se encuentran los valores medios.

El conjunto de las muestras en el diagrama TAS (Figura 8.1, LE MAITRE *et al.*, 1989) cae dentro de las series de rocas subalcalinas, y se puede apreciar que la gran mayoría de las muestras se proyectan en el campo de las riolitas/granitos, en una nube de puntos muy concentrada, lo que ya nos indica la escasa variación composicional que presentan. Este grupo principal de muestras corresponden a los ortogneises glandulares, tobas, ignimbritas y algunas de las muestras de la serie epiclástica de la Formación “Ollo de Sapo”.

Por lo que respecta a las muestras de la secuencia volcanosedimentaria, se pueden hacer tres grupos. El primero lo forman las muestras con un menor contenido en SiO₂ (229-2, 267-29, 267-127 y 267-128), que se caracterizan por tener los contenidos más altos en Al₂O₃ (17,02 a 18,6) y los valores más altos de corindón normativo (6,40 y 8,37). Estas características se deben a un carácter más epiclástico, lo que conlleva una mezcla con materiales sedimentarios arcillosos y mayor grado de alteración. El segundo grupo son muestras que se proyectan en la nube de puntos que definen los ortogneises glandulares (228-29, 267-129, 267-130 y 267-131) y presentan características muy similares. El tercer grupo lo compone una única muestra (228-30) que se caracteriza por los valores más bajos de Al₂O₃, los más altos de SiO₂ y de corindón normativo. Esta muestra se proyecta en el campo de riolita/granito, lo que puede deberse al aporte de sílice detrítica y a estar afectada por una intensa deformación D2. Además, se encuentra en un grado metamórfico superior al del resto de las muestras, con desarrollo de biotita frente a las otras que se encuentran en clorita. Por tanto, el mayor contenido en sílice se puede deber a la movilidad de estos elementos durante la deformación. Las tobas riolíticas también se separan del grupo general.

Los ortogneises de Covelo y San Sebastián se proyectan en el campo de los granitos. También hay que resaltar la composición dacítica/granodiorítica del ortogneis glandular migmatizado,

variando un poco su composición, con respecto al ortogneis glandular no migmatizado por los efectos del metamorfismo regional.

Tipo de roca	Ignimbritas	Tobas riolíticas	Tobas	Tobas epiclásticas	OG	OG migmatizados	SS	CO
SiO₂	71,33	71,34	69,89	67,04	70,05	68,94	74,79	75,84
TiO₂	0,57	0,58	0,48	0,72	0,45	0,57	0,23	0,20
Al₂O₃	16,76	16,85	16,23	16,85	16,00	16,18	13,25	13,56
Fe₂O₃	2,75	4,11	3,81	5,38	3,59	4,10	1,79	1,29
MgO	0,76	1,37	1,23	1,90	1,28	1,44	0,27	0,27
MnO	0,01	0,03	0,04	0,06	0,04	0,05	0,02	0,02
CaO	0,05	0,18	0,68	1,46	0,87	1,56	0,81	0,63
Na₂O	1,18	0,16	2,32	2,89	3,05	3,19	3,37	2,82
K₂O	6,44	5,18	5,12	3,49	4,48	3,77	5,32	5,28
P₂O₅	0,15	0,21	0,20	0,20	0,20	0,19	0,16	0,11
Ba	1310,20	329,05	999,70	935,77	797,00	736,58	255,70	399,80
Co	30,65	31,55	37,16	39,31	40,78	56,06	71,43	79,07
Cr	40,55	51,90	36,30	68,59	32,38	51,12	4,53	9,53
Cu	9,65	10,05	15,30	21,73	14,69	13,36	0,60	2,63
Nb	12,70	12,40	11,34	12,90	10,70	11,76	22,53	7,87
Ni	7,45	17,35	17,32	34,06	15,84	17,38	0,30	0,30
Pb	23,60	5,65	24,34	25,55	24,60	25,46	18,00	24,03
Rb	244,00	232,10	197,48	113,39	163,96	137,70	191,03	210,13
Sr	75,05	15,70	143,76	167,54	118,23	156,58	82,33	54,40
Th	11,40	14,30	17,34	21,08	14,35	17,10	12,33	5,77
U	1,15	0,00	0,98	1,68	1,05	1,02	2,37	0,17
V	60,95	68,25	56,76	90,49	51,11	69,16	8,90	12,80
Y	35,90	35,20	40,88	35,10	34,24	30,58	20,37	21,43
Zn	37,25	45,35	87,50	87,17	52,89	56,40	22,80	26,03
Zr	181,60	189,85	156,04	192,62	149,71	164,82	144,73	92,33
La	24,415	18,34	24,372	30,545	24,859	25,880	20,183	13,667
Ce	43,32	42,59	46,682	60,102	49,853	54,268	38,370	23,887
Pr	6,03	5,61	6,412	8,512	6,909	6,938	4,830	3,327
Nd	24,025	20,31	24,772	31,595	23,114	26,554	17,710	11,700
Sm	4,875	4,405	4,592	5,513	4,165	4,450	3,643	2,170
Eu	1,3	0,64	1,088	1,385	1,026	1,074	0,460	0,447
Gd	4,985	4,74	4,934	5,509	4,201	4,370	3,810	1,987
Dy	3,92	5,02	4,588	4,470	3,774	3,716	3,257	1,557
Er	1,975	2,765	2,706	2,457	2,094	2,012	1,403	0,753
Yb	1,69	2,115	2,352	2,189	1,825	1,830	1,090	0,643
Lu	0,25	0,295	0,364	0,380	0,329	0,274	0,143	0,123

Tabla 8.1: Valores medios de cada una de las litologías de la Formación "Ollo de Sapo".

Teniendo en cuenta que la composición química puede variar durante los procesos erosivos, sedimentarios y metamórficos, las muestras se han representado también en el diagrama de clasificación de WINCHESTER Y FLOYD (1977), que utiliza elementos considerados inmóviles (Figura 8.2). Al igual que en el caso anterior, se proyectan mayoritariamente en el campo de las riolitas/dacitas, concentrándose casi todas las muestras en una nube de puntos bastante reducida, lo que indica la escasa variabilidad en cuanto a la composición química que tienen estas rocas, salvo aquellas que corresponden a la secuencia volcanosedimentaria y que han sufrido unos procesos sedimentarios y de mezcla con otros materiales. Hay que destacar que las muestras del Ortogneis de San Sebastián se proyectan en el campo de las traquiandesitas debido al mayor contenido en Nb, indicando un cierto carácter alcalino.

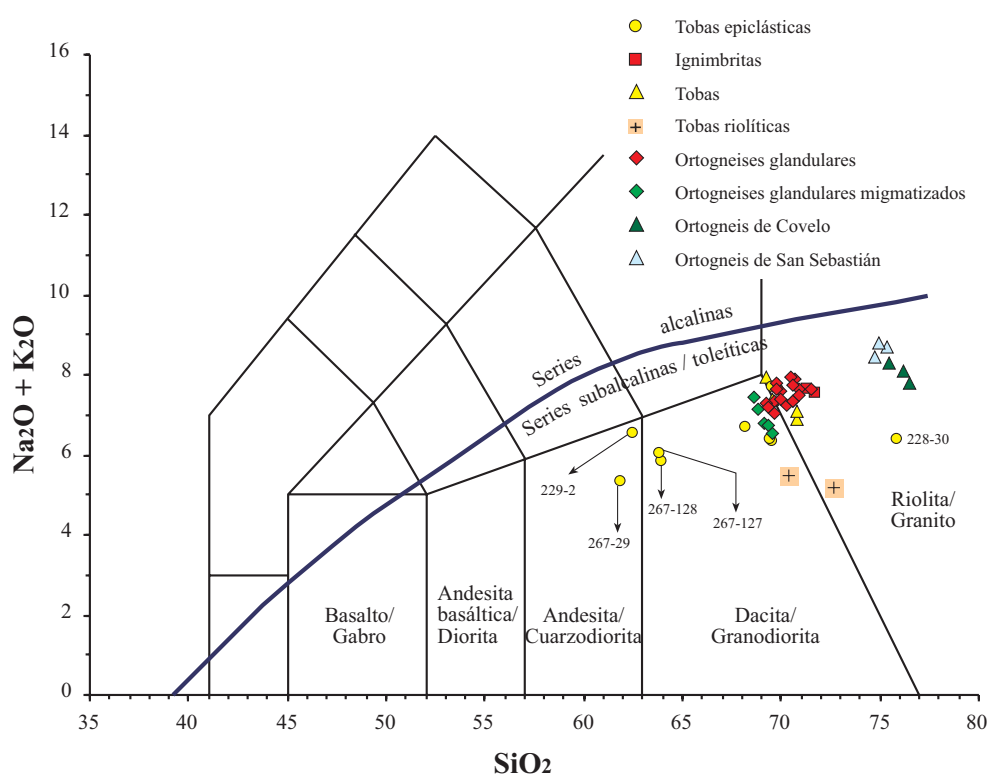


Figura 8.1: Diagrama de clasificación geoquímica TAS (SiO_2 vs. Total álcalis) (LE MAITRE *et al.*, 1989). Límite entre las series alcalina y subalcalina/oleítica según IRVINE Y BARAGAR (1971).

Una herramienta muy adecuada para rocas ígneas afectadas por procesos metamórficos de bajo grado es el diagrama catiónico de JENSEN (1976; Figura 8.3), que se basa en las proporciones de los cationes Al, Mg y $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$. Estos elementos presentan una fuerte variabilidad en los procesos ígneos y su movilidad en materiales que han sufrido procesos de bajo grado metamórfico es pequeña, por lo que son de gran utilidad a la hora de clasificar geoquímicamente las rocas ortoderivadas. Como en el caso de los dos diagramas anteriores, las muestras de la Formación "Ollo de Sapo" se proyectan en el campo de las dacitas, las muestras de la secuencia volcanosedimentaria muestran una mayor variabilidad, y las muestras de los ortogneises de Covelo y San Sebastián se proyectan en el campo de las riolitas o granitos muy diferenciados.

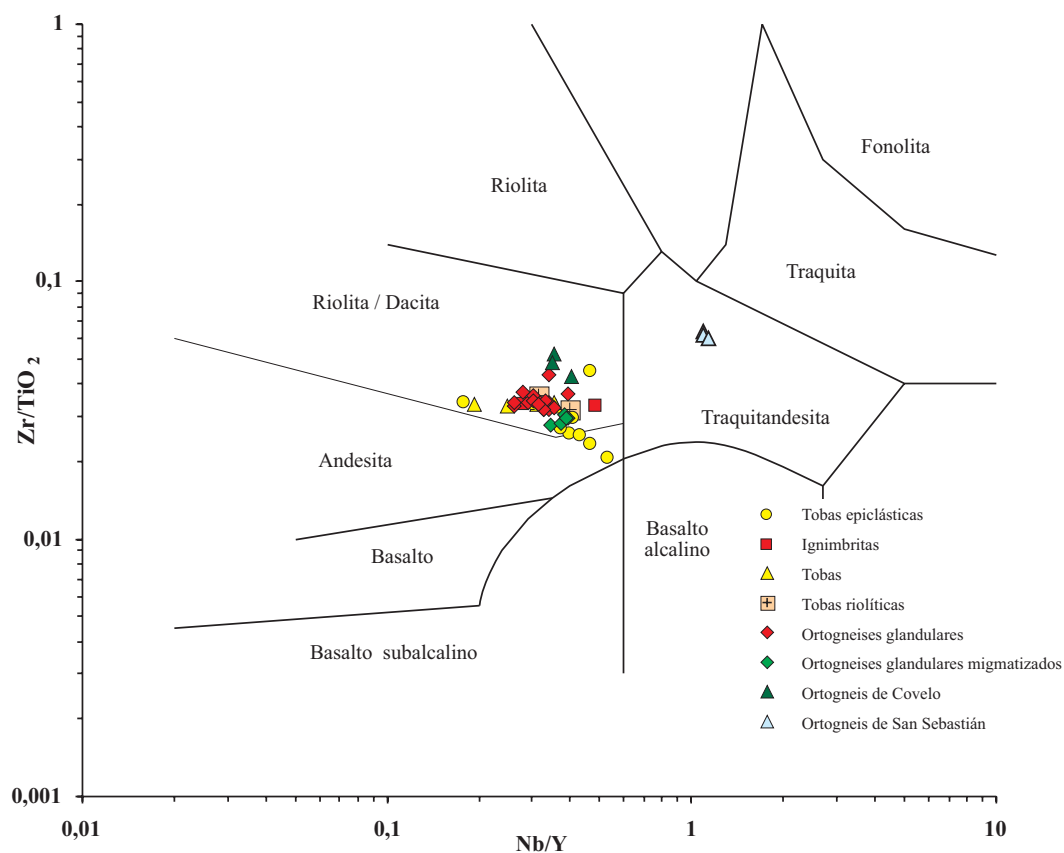


Figura 8.2: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de rocas ígneas (WINCHESTER Y FLOYD, 1977).

Por último, en el diagrama triangular Ba-Rb-Sr (Figura 8.4), las muestras se proyectan mayoritariamente en el campo de los “granitos normales”, mostrando una evolución dominada principalmente por los contenidos en Ba y Rb, con una variabilidad de contenidos bastante reducida para el Sr. Se separan del grupo las tobas riolíticas y los ortogneises graníticos (Covelo y San Sebastián).

En resumen, la composición de las rocas pertenecientes a la Formación “Ollo de Sapo” muestran mayoritariamente una composición de riolita-dacita (granito-granodiorita), pudiendo diferenciarse los ortogneises en bajo y alto grado metamórfico. Estos últimos tienden más hacia composiciones dacíticas (granodioríticas). También hay una notable diferencia entre los ortogneises graníticos (Covelo y San Sebastián), que se analizará más en detalle en los siguientes apartados.

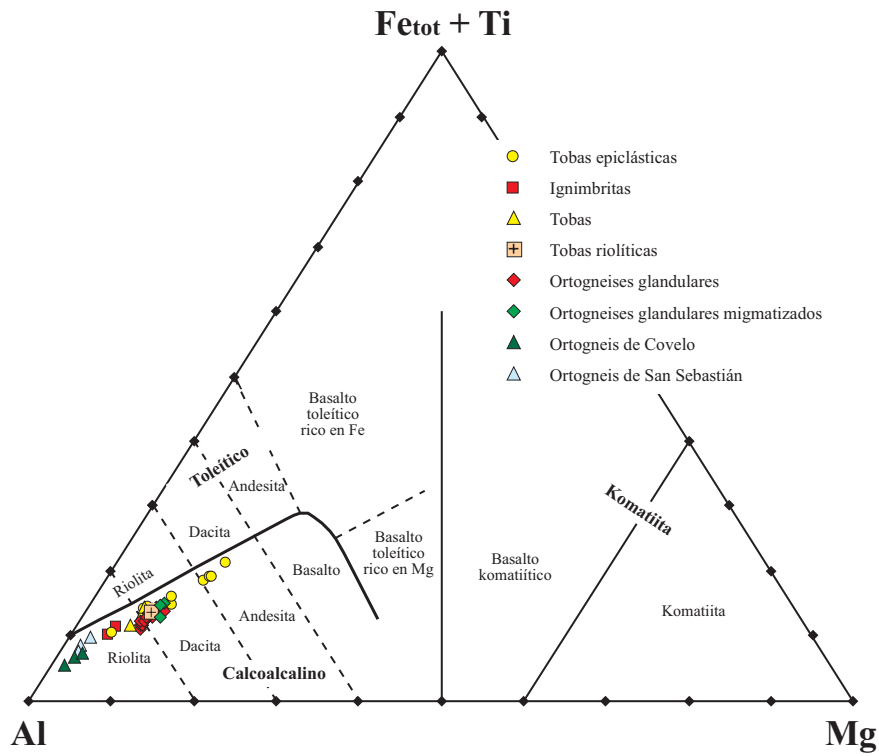


Figura 8.3: Diagrama de clasificación de rocas volcánicas según las proporciones catiónicas de Al, (Fe_{total}+Ti) y Mg (JENSEN, 1976). El límite entre las series calcoalcálica y toleítica es el de RICKWOOD (1989).

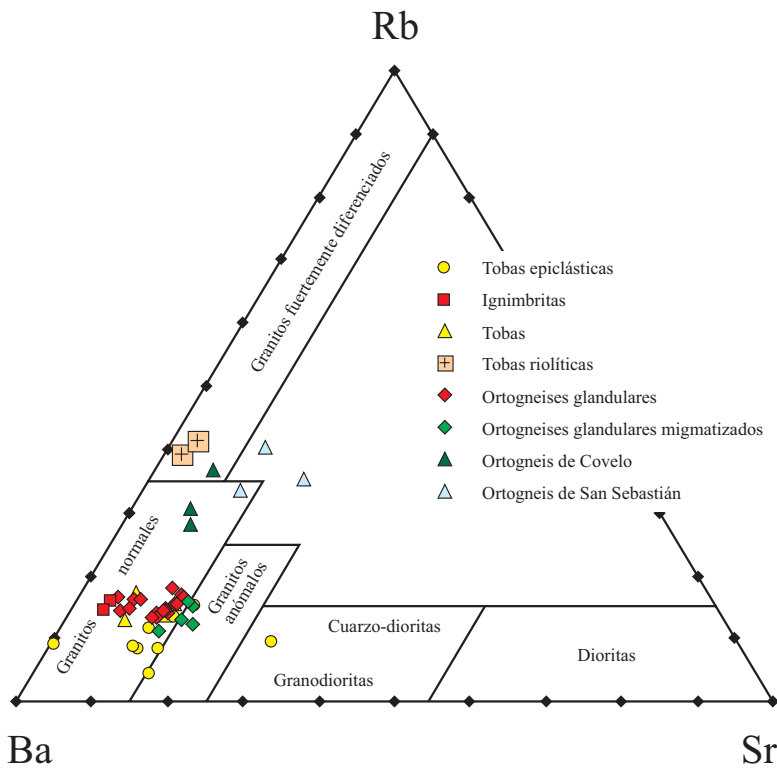


Figura 8.4: Diagrama triangular Ba-Rb-Sr (EL BOUSEILY Y EL SOKKARY, 1975).

8.2.- PROCESOS DE ALTERACIÓN

El cuadro de la Figura 8.5 es una representación gráfica que utiliza dos índices de alteración, el de Ishikawa (AI) y el de alteración a clorita-carbonato-pirita (CCPI. LARGE *et al.*, 2001).

$$AI = 100 (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$$

$$CCPI = 100 (MgO + FeO) / (MgO + FeO + Na_2O + K_2O)$$

El índice CCPI está influido por las variaciones composicionales primarias de las rocas, lo que hace que las rocas menos alteradas varíen de campo acorde con su composición, como queda reflejado en la Figura 8.5.

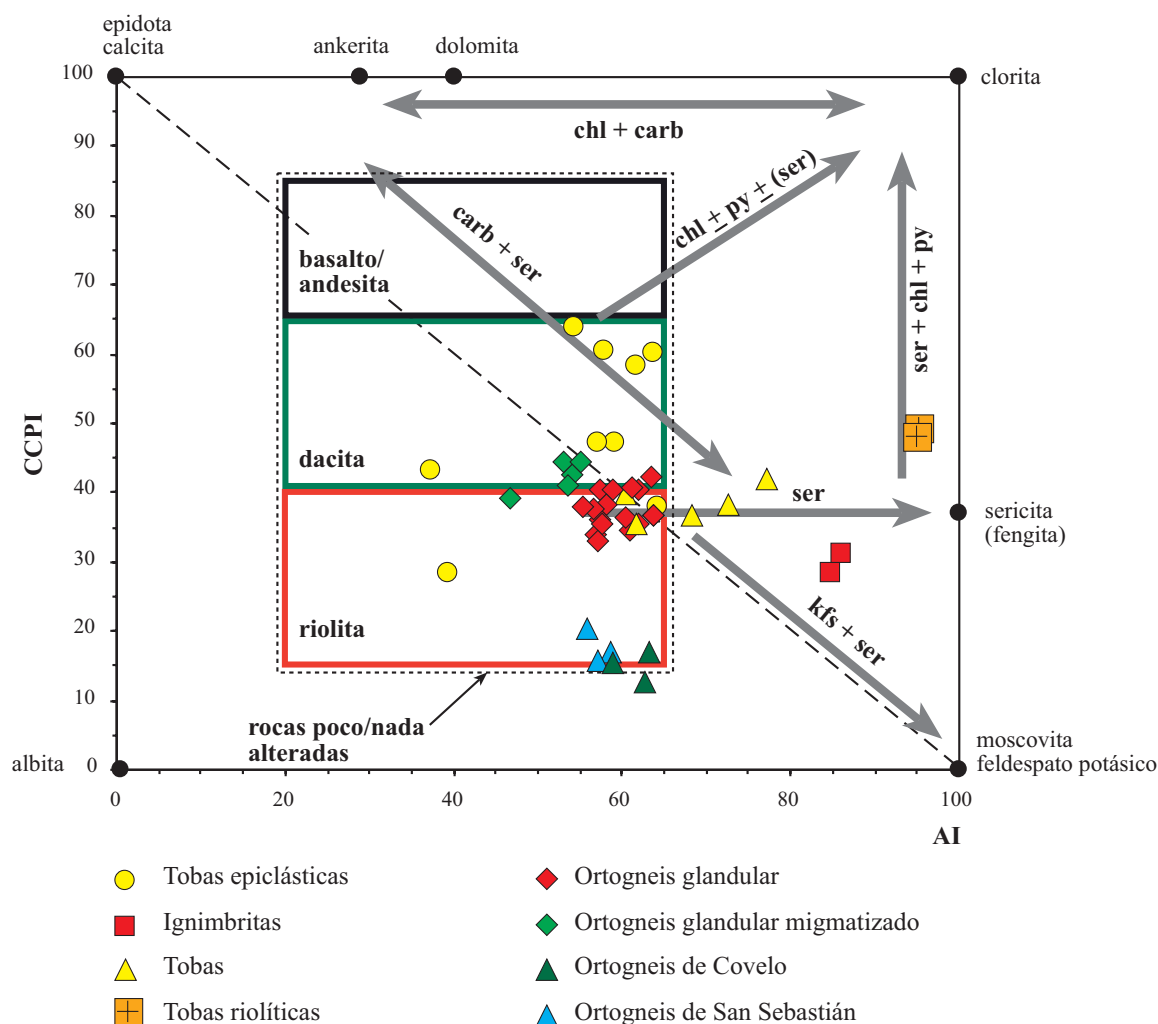


Figura 8.5: Diagrama de alteraciones para rocas volcánicas (LARGE *et al.*, 2001). (AI = índice de alteración de ISHIKAWA *et al.*, 1976; CCPI = índice de alteración de clorita-carbonato-pirita).

El conjunto de las muestras se proyecta en la parte central del gráfico, dentro de la zona considerada como rocas que están poco o nada alteradas. Sólo las ignimbritas y las tobas riolíticas presentan valores de los índices de alteración importantes (Tabla 8.2). Además, tres muestras de las tobas (306-5, 7 y 10) tienen valores de AI de 72, 77 y 68, respectivamente, valores moderados que nos indican una alteración sericítica. El resto de las muestras, incluidas las tobas epiclásticas, se pueden considerar frescas.

Cabe señalar que las cuatro muestras de las tobas epiclásticas con menor contenido en SiO₂, se alejan del grupo general de las muestras, lo cual no se debe a procesos de alteración, sino a que representan un grupo de composición diferente. Se trata de materiales con una composición más básica, aunque hayan podido influir los propios procesos epiclásticos y a que posiblemente tengan aportes de materiales sedimentarios.

	AI	CCPI	Na ₂ O (%)	Intensidad de la alteración
Ignimbritas	85	30	1,18	fuerte
Tobas riolíticas	95	49	0,16	fuerte-intensa
Tobas	68	38	2,32	débil-moderada
Tobas epiclásticas	55	50	2,89	débil
Ortogneis glandular	60	37	3,05	débil
Ortogneis glandular migmatizado	52	42	3,19	débil
Ortogneis de Covelo	62	15	2,82	débil
Ortogneis de San Sebastián	57	18	3,37	débil

Tabla 8.2: Medias de los índices de alteración para la Formación "Ollo de Sapo".

8.3.- CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

Una primera tipificación con base en la composición química mayoritaria puede hacerse a partir del índice de saturación en alúmina (SHAND, 1947), que corresponde al cociente $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ expresado en proporciones moleculares [ISA = A/CNK]. Los valores del índice de saturación de alúmina para las distintas facies que se han distinguido quedan reflejados en la Tabla 8.3, y de forma gráfica en la Figura 8.6. Todos los análisis se proyectan en el campo peraluminoso ($A/CNK > 1$), con unos contenidos en Al_2O_3 que en general son elevados ($> 13\%$) y con proporciones en corindón normativo de 4,12-5,78 para el ortogneis glandular. El significado petrogenético fundamental de este diagrama deriva de que las muestras son peraluminosas, con índices de $A/CNK > 1$ típicos de rocas con una signatura S (CHAPPELL Y WHITE, 1974). Por otra parte, en el diagrama SiO₂ vs. A/CNK (Figura 8.7) se puede observar una relación inversa entre ambos componentes, con una disminución de ISA frente al aumento de SiO₂, frecuente en otras series ígneas peraluminosas (WHITE Y CHAPPELL, 1988).

	A/CNK	C normativo
Ortogneises glandulares	2,35 - 2,60	4,12 - 5,78
Ortogneises glandulares migmatiz.	2,45 - 2,69	3,10 - 4,95
Tobas	2,23 - 2,71	4,90 - 7,21
Ignimbritas	2,47 - 2,54	7,49 - 7,74
Tobas riolíticas	3,35 - 3,42	10,11 - 11,08
Tobas epiclásticas	2,33 - 3,57	3,29 - 9,37
Ortogneis Covelo	1,92 - 1,99	2,03 - 2,17
Ortogneis San Sebastián	1,74 - 1,86	0,43 - 1,30

Tabla 8.3: Valores de los índices de saturación en alúmina y corindón normativo para cada una de las facies de ortogneises ordovícicos y rocas asociadas.

Figura 8.6: Diagrama de A/CNK vs. A/NK.

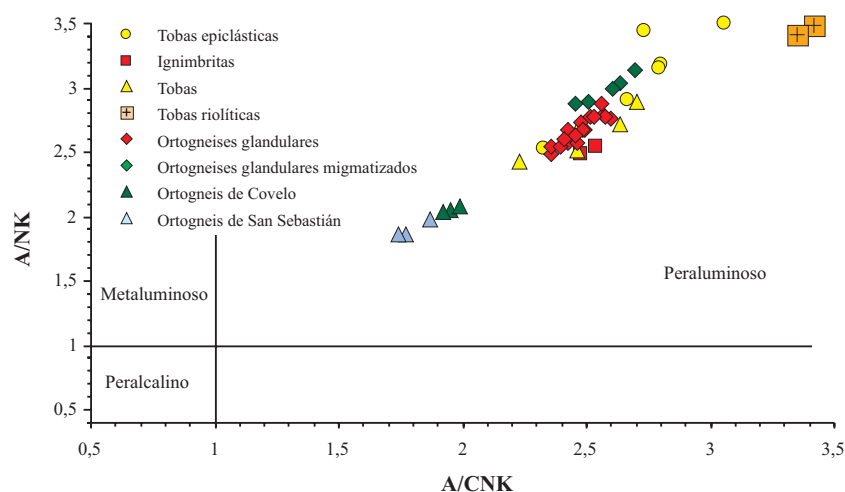
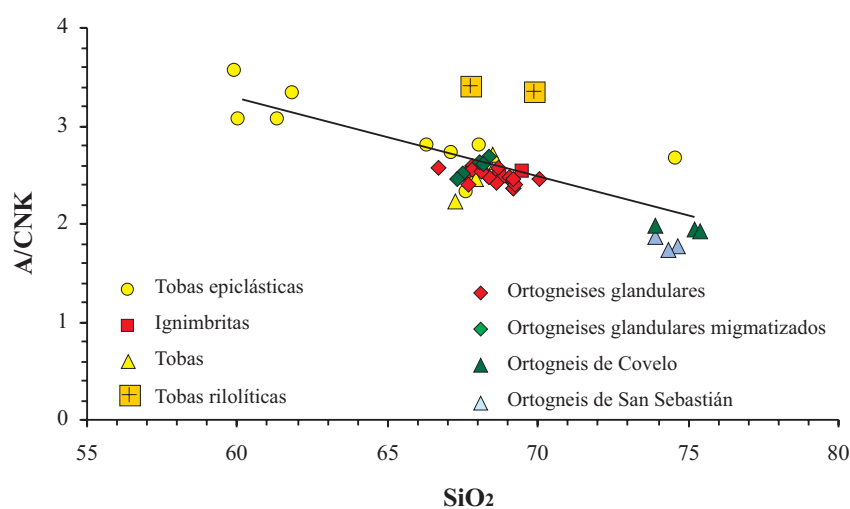


Figura 8.7: Diagrama SiO₂ vs. A/CNK. La línea de tendencia se ha trazado para el conjunto de las muestras, excepto para aquellas que muestran unos índices de alteración altos. La tendencia muestra una relación inversa, frecuente en otras series peraluminosas.



La representación en el diagrama A-B de minerales característicos de DEBON Y LE FORT (1983; Figura 8.8), pone de manifiesto que se sitúan en el dominio peraluminoso y mayoritariamente en el campo II ($Bt > Ms$), salvo las muestras de ignimbritas y tobas riolíticas, que se proyectan en el campo I ($Ms > Bt$). En líneas generales, la posición de las muestras en los distintos campos es bastante acorde con sus características petrográficas.

Los ortogneises graníticos se proyectan en el campo de los leucogranitos, individualizándose bien los dos tipos distinguidos. Así, el ortogneis de San Sebastián se sitúa en el campo III y próximo al límite con el campo metaluminoso, mientras que el de Covelo se sitúa en el campo I y claramente dentro del dominio peraluminoso. También hay que destacar que las tobas epiclásticas se encuentran repartidas por todo el campo II con un amplio espectro de variación, atribuible a que están afectadas por procesos de alteración y de mezcla con otros componentes sedimentarios.

Por otro lado, la limitada variación composicional de los ortogneises glandulares, junto con la dispersión del resto de los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", no permite definir con claridad la tipología de la asociación magmática, aunque en líneas generales se pueden identificar con asociaciones aluminicas, sin llegar a poder precisar más detalles.

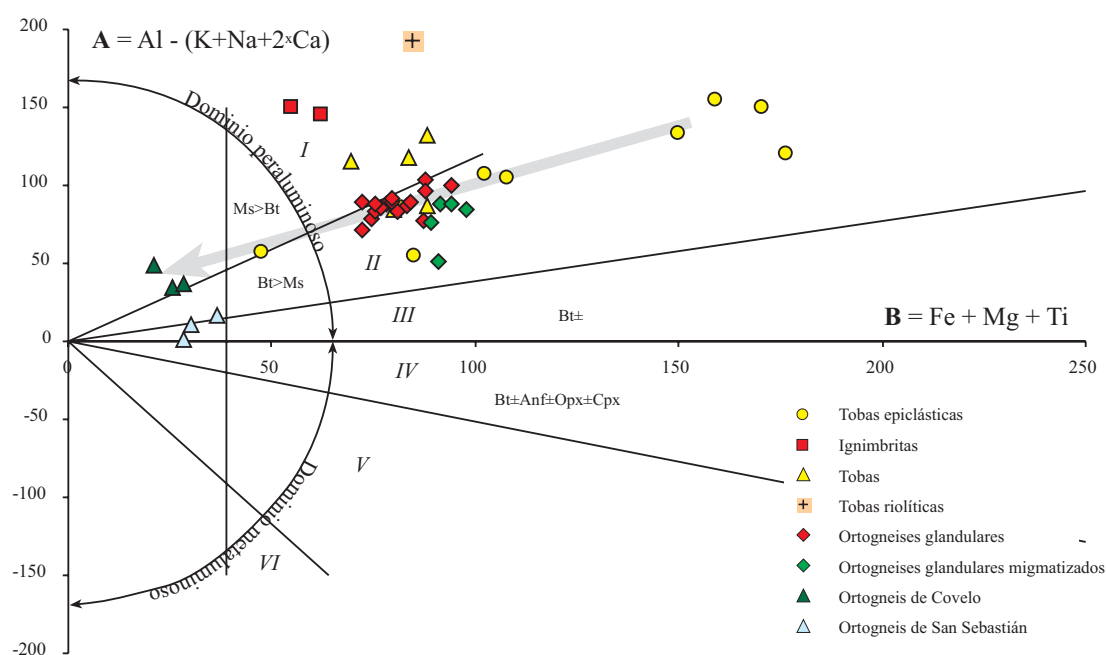
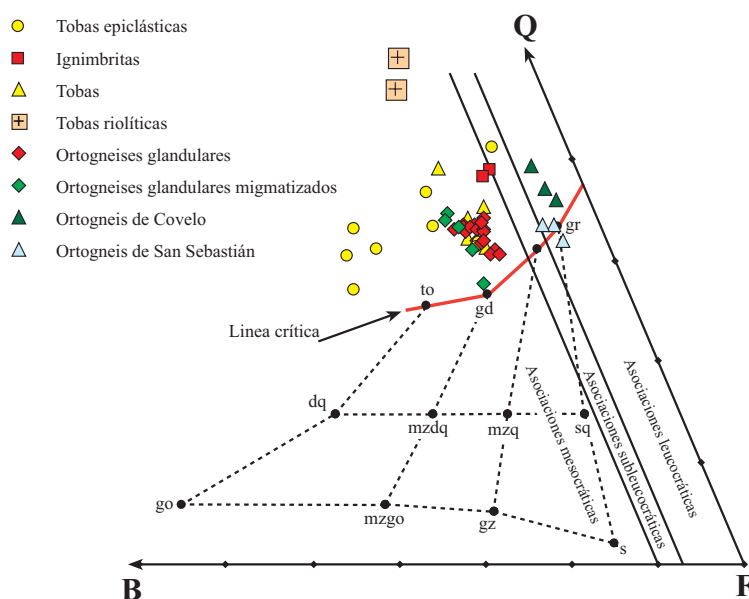


Figura 8.8: Proyección de las muestras estudiadas en el diagrama A-B (DEBON Y LE FORT, 1983).

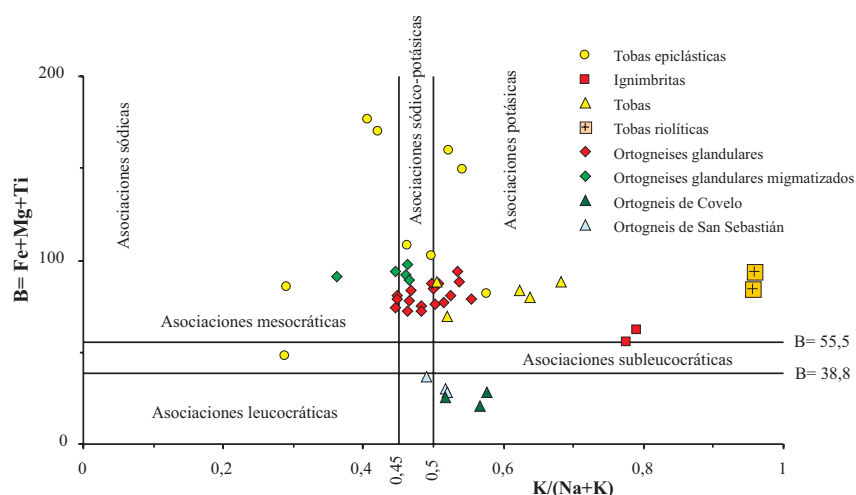
El diagrama triangular Q-B-F (Figura 8.9), que es complementario del anterior, permite establecer los diferentes subtipos comprendidos en las tres asociaciones magmáticas principales, aunque también en este caso se presentan las limitaciones debido a la escasa variación composicional de la Formación "Ollo de Sapo". Todas las muestras se sitúan por encima de la denominada "línea crítica", que delimitan a las asociaciones magmáticas aluminicas ricas en cuarzo. En general, se observan las mismas pautas de agrupamiento-dispersión que en el gráfico anterior.

Figura 8.9: Diagrama Q-B-F de DEBON Y LE FORT (1983), para la clasificación de las asociaciones aluminicas.



En el diagrama $K/(Na+K)$ vs. $Fe+Mg+Ti$, según DEBON Y LE FORT (1983, Figura 8.10), se puede apreciar el carácter sódico-potásico a potásico de las muestras. También se observa la fortísima dispersión de los materiales epiclásticos, el carácter más potásico de las ignimbritas y de las tobas riolíticas, y una clara separación de los ortogneises graníticos de Covelo y San Sebastián con respecto al resto de los ortogneises.

Figura 8.10: Diagrama de clasificación de asociaciones aluminosas (DEBON Y LE FORT, 1983).



En el diagrama triangular AFM (Figura 8.11), las muestras se proyectan dentro del campo de las series calcoalcalinas. Dado el carácter ácido de los materiales estudiados y su limitado rango de variación, la utilidad de este diagrama es bastante escasa, aunque se observan unos hiatos claros entre el conjunto principal y una parte de los materiales volcanosedimentarios y los ortogneises

graníticos. En la Figura 8.12 se comprueba que las rocas ígneas ordovícicas son de carácter ácido y se proyectan en los campos de las series ricas en potasio (calcoalcalinas) y series shoshoníticas.

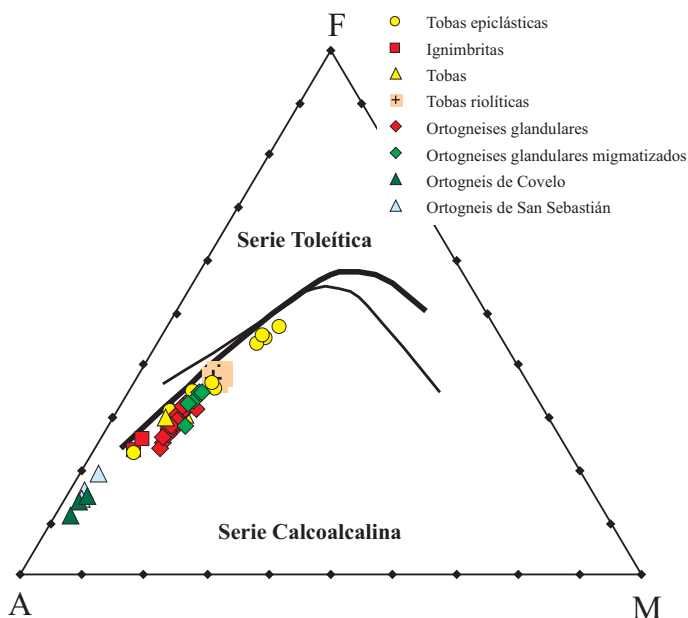


Figura 8.11: Proyección de las muestras en el diagrama AFM (TILLEY, 1960). Los límites entre las series calcoalcalina y toleítica son de IRVINE Y BARAGAR (1971; línea fina) y de KUNO (1968; línea gruesa).

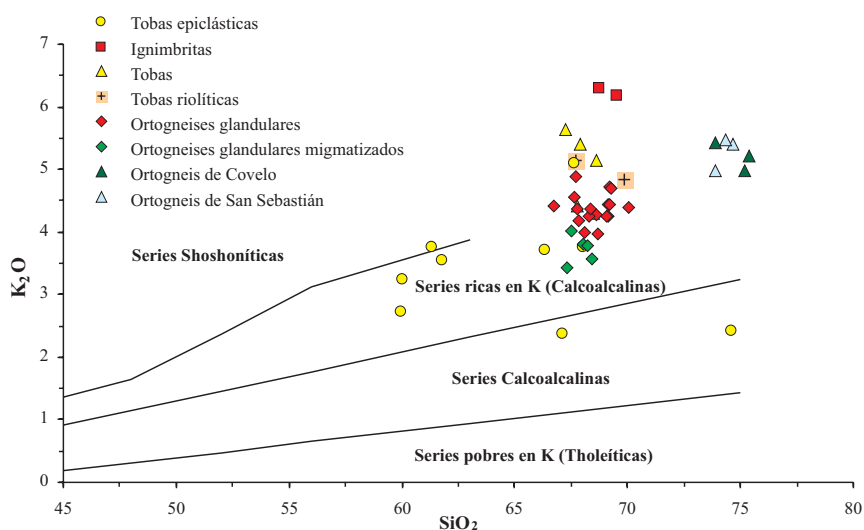


Figura 8.12: Diagrama de variación de SiO₂ vs. K₂O. Se han representado los límites de MIDDLEMOST (1985) para los distintos tipos de series calcoalcalinas y para la serie shoshonítica.

Por su parte, ARCULUS (2003) propone que dentro de las series de rocas subalcalinas establecidas a partir del diagrama TAS, hay que restringir el termino calcoalcalino para aquellas series de rocas que cumplan el criterio original de PEACOCK (1931, índice de Peacock). En la Figura 8.13 se ha representado el índice de Peacock para las rocas ígneas de la Formación "Olló de Sapo" (ignimbritas, tobas y ortogneises glandulares). Las líneas de tendencia de CaO y de Na₂O+K₂O se intersectan en el campo de las rocas calcoalcalinas, con un valor de SiO₂ de 58. Por otra parte, propone un nuevo término para definir estas series de rocas basado en la relación FeO*/MgO, donde el FeO* corresponde a FeO_{total}, expresado en la Figura 8.14. Según este autor, las rocas analizadas corresponderían a una serie calcoalcalina con bajo contenido en Fe, excepto las

muestras correspondientes al Ortogneis de San Sebastián, que corresponde a una serie toleítica con un contenido en Fe medio.

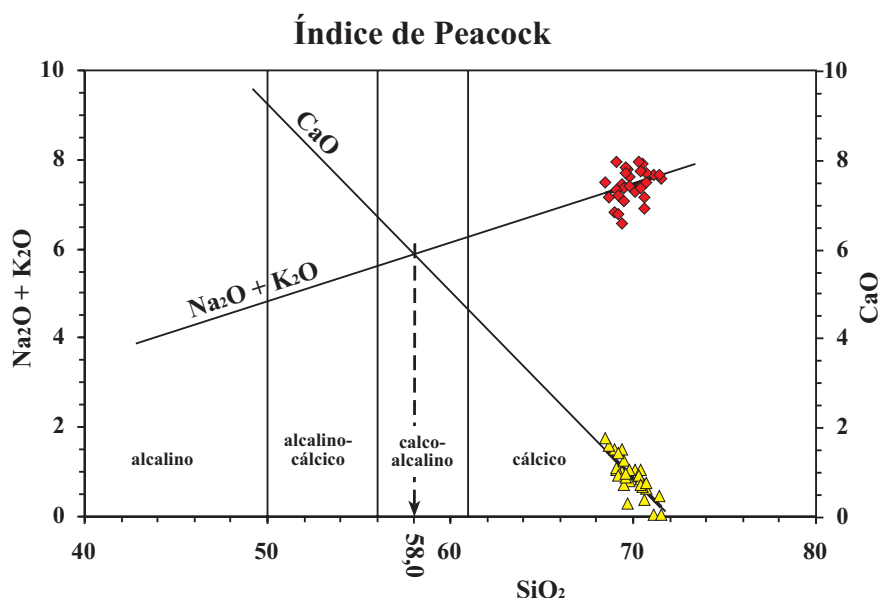
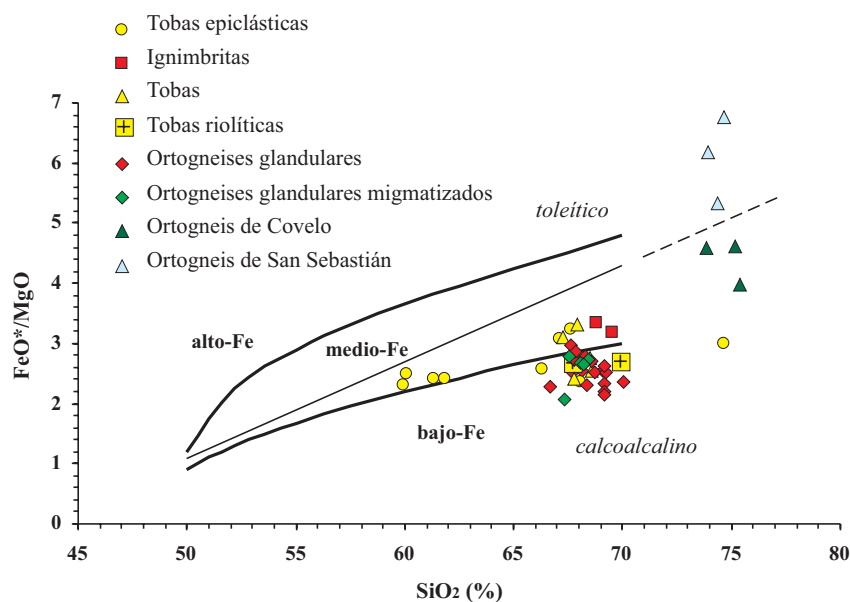


Figura 8.13: Diagrama de variación SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y CaO para determinar el índice de PEACOCK (1931). Los datos analíticos corresponden a ignimbritas, tobas, ortogneises glandulares y ortogneises glandulares migmatizados.

Figura 8.14: Diagrama SiO_2 vs. FeO^*/MgO . El límite entre series calcoalcalina y toleítica (línea fina) es de MIYASHIRO (1974). División de los campos de alto, medio y bajo contenido en Fe a partir de ARCULUS (2003).



En resumen, los materiales de la Formación "Ollo de Sapo" son rocas que pertenecen a una serie subalcalina, peraluminica, sobresaturada en SiO_2 y forman una asociación de carácter ácido con un contenido en potasio alto y un contenido en Fe bajo, aunque puede presentar características típicas de las series calcoalcalinas. Su espectro composicional es bastante restringido, no encontrándose materiales ígneos de composición andesítica.

8.4.- VARIABILIDAD DE LOS ELEMENTOS MAYORES

Las muestras se concentran en tres grupos en función de su contenido en sílice (Figura 8.1), existiendo entre ellos huecos composicionales. El grupo principal está formado por rocas ácidas, con unos contenidos en SiO₂ que varían entre 66% y 73%. Los materiales epiclásticos no forman un grupo definido y tienen una amplia dispersión composicional, y el tercer grupo está formado por los ortogneises graníticos que tienen un intervalo de variación de SiO₂ muy pequeño ($74 < \text{SiO}_2 < 77$).

El primer grupo mayoritario está formado por ignimbritas, tobas, tobas riolíticas y ortogneises glandulares que, debido a que el rango de variación de la sílice es pequeño, se concentran en una nube de puntos (Figura 8.15), lo que hace difícil visualizar su tendencia de variación. Un segundo grupo lo forman los materiales epiclásticos (volcanosedimentarios), y un tercer grupo está compuesto por los ortogneises graníticos (Covelo y San Sebastián). Estos tres grupos quedan bien reflejados en los diagramas binarios, en los que está representada la variación de los óxidos de los elementos mayores con respecto al contenido en sílice, que se ha considerado como un índice de variación representativo.

La correlación levemente positiva de los álcalis con la sílice (Figura 8.1) y las correlaciones negativas del Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO y TiO₂ (Figura 8.15) corresponden a procesos de variación controlados por la cristalización de plagioclasa y minerales ferromagnesianos. El aluminio presenta un contenido relativamente alto (Al₂O₃ > 14%) en las rocas de la Formación "Ollo de Sapo", y para los ortogneises graníticos el contenido en Al₂O₃ es aproximadamente de 13%.

Por lo que respecta al comportamiento del CaO, en los ortogneises glandulares, se observa cómo aquellos que se encuentran dentro de la zona de alto grado metamórfico presentan un mayor contenido en CaO, lo cual viene reflejado por tener una plagioclasa con una composición más rica en An (oligoclasa), mientras que en los de bajo grado las plagioclasas son albiticas. Las ignimbritas y las tobas riolíticas tienen muy bajos contenidos en CaO y Na₂O, que concuerdan bien con la pobreza en plagioclasa de estas rocas.

En cuanto a los materiales epiclásticos (volcanosedimentarios), se pueden hacer los mismos tres grupos que quedan reflejados en el diagrama TAS (Figura 8.1). Un primer grupo (muestras 229-2, 267-29, 267-127 y 267-128) se caracteriza por el alto contenido en Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO y TiO₂, lo cual puede representar composiciones originales más básicas de estas rocas, pero no hay que descartar que los procesos sedimentarios hayan producido modificaciones en la composición original.

Un segundo grupo de muestras presenta las mismas características que los ortogneises glandulares, y por último, la muestra con mayor contenido en SiO₂, que se separa claramente del resto, tiene bajos contenidos en Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO y TiO₂.

Para los ortogneises graníticos, hay que destacar que son más ricos en SiO₂ y más pobres en Fe₂O₃, MnO, MgO, TiO₂ que los de la Formación "Ollo de Sapo".

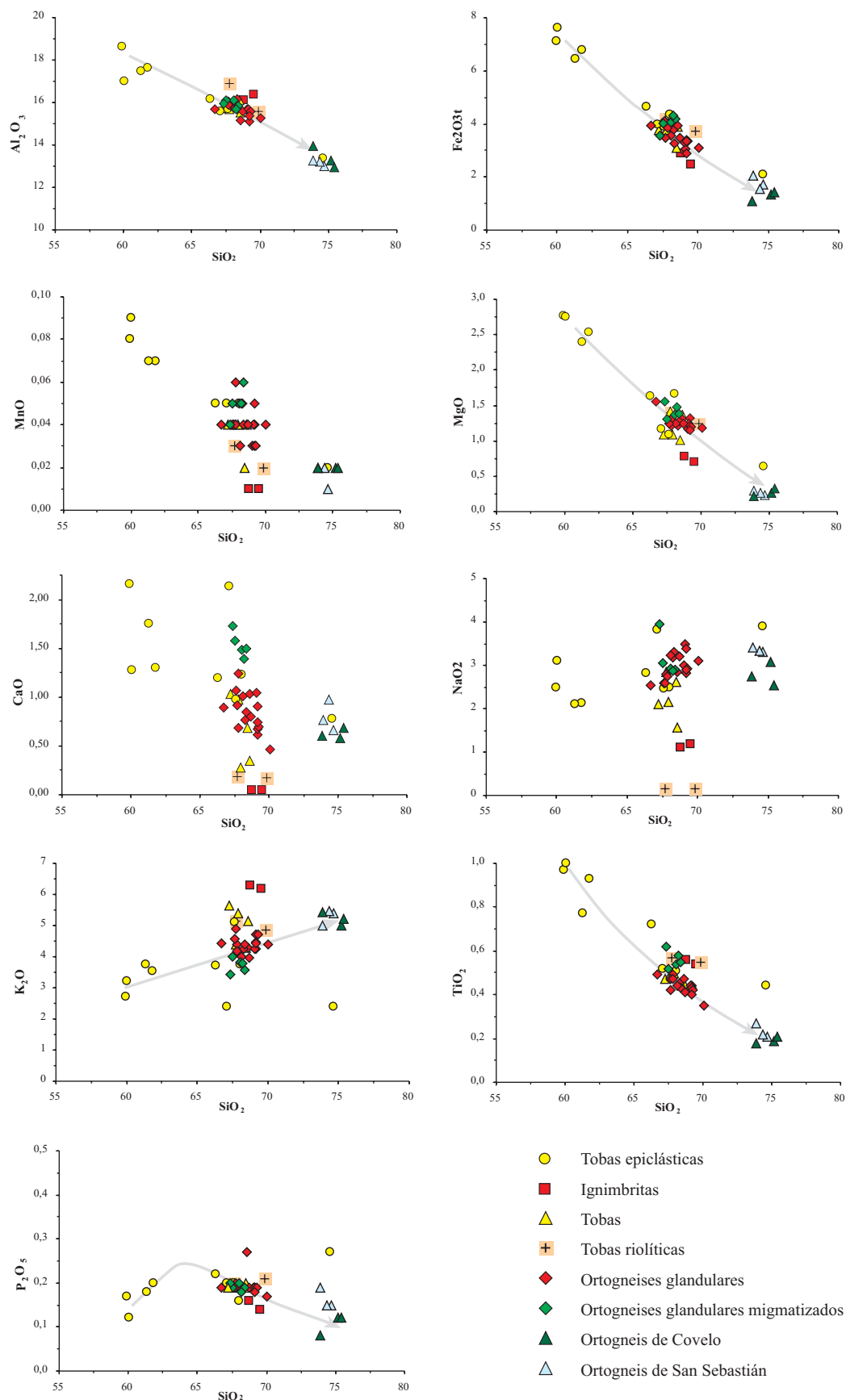


Figura 8.15: Diagramas de variación de SiO₂ vs. elementos mayores.

8.5.- COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS TRAZA

La evolución de los elementos traza frente a la sílice se muestran en los diagramas binarios de la Figura 8.16. No se han incluido los valores de Co en estos diagramas, ya que las muestras han quedado contaminadas en este elemento en el proceso de pulverización con anillos de WIDIA.

Al igual que con los elementos mayores, el escaso rango de variación de SiO_2 , determina una considerable concentración de los datos analíticos, que dificulta la definición de las pautas de variación, aunque en conjunto representan en la mayoría de los casos unas tendencias de variación congruentes con procesos de diferenciación de series calcoalcalinas. En general, los materiales que componen el grupo principal de la Formación "Ollo de Sapo" tienen un comportamiento disperso pero relativamente coherente con respecto a la mayoría de los elementos traza. Únicamente, las tobas riolíticas se separan del conjunto, al presentar unos contenidos muy bajos de Ba, Pb y Sr, que se refleja en la escasez de plagioclasa. Además tiene un contenido bastante elevado de Rb y Zr, que puede deberse a la acumulación de circón detrítico y enriquecimiento en cuarzo.

Los elementos de alta carga iónica (HFS), como el Nb y Zr, muestran que el conjunto de los análisis se concentran en una nube de puntos, formando un grupo bastante homogéneo, excepto para las cuatro muestras de las tobas epiclásticas, que muestran unos contenidos en sílice inferiores, y para los ortogneises graníticos. La muestra de las tobas epiclásticas con mayor contenido en Sr (267-130, 305 ppm) corresponde también a la muestra que tiene unos valores de CaO y Na_2O más altos.

En general, considerando el grupo más básico de los materiales volcanosedimentarios, el grupo principal del "Ollo de Sapo" y el Ortogneises de Covelo, se puede ver que el comportamiento de muchos elementos traza es congruente con un proceso normal de evolución magmática. En cambio, el Ortogneis de San Sebastián tiende a separarse de la tendencia general, y marca una pauta de comportamiento diferente a la del resto de los materiales anteriores. Este comportamiento es evidente con respecto a los contenidos en Ba, Nb, Pb, Th, U y Zr, mientras que en el resto de los elementos se observan diferencias menos pronunciadas.

8.6.- DIAGRAMAS MULTIELEMENTALES NORMALIZADOS

Para percibir de una forma visual y rápida la variabilidad de grupos de elementos traza en diferentes tipos de rocas y poder establecer comparaciones con finalidad petrogenética, se recurre frecuentemente al uso de diagramas multielementales normalizados. En este trabajo los contenidos en tierras raras (REE) se han normalizado frente a la composición del condrito de TAYLOR Y MCLENNAN (1985), que representa una modificación de los valores de EVENSEN *et al.* (1978). También se han realizado otros diagramas multielementales, los cuales nos permiten establecer comparaciones con grandes unidades geológicas de interés y encuadrar las muestras dentro de un ambiente geotectónico determinado. Con esta finalidad se han realizado normalizaciones frente a la composición media de la corteza continental superior de TAYLOR Y MCLENNAN (1985).

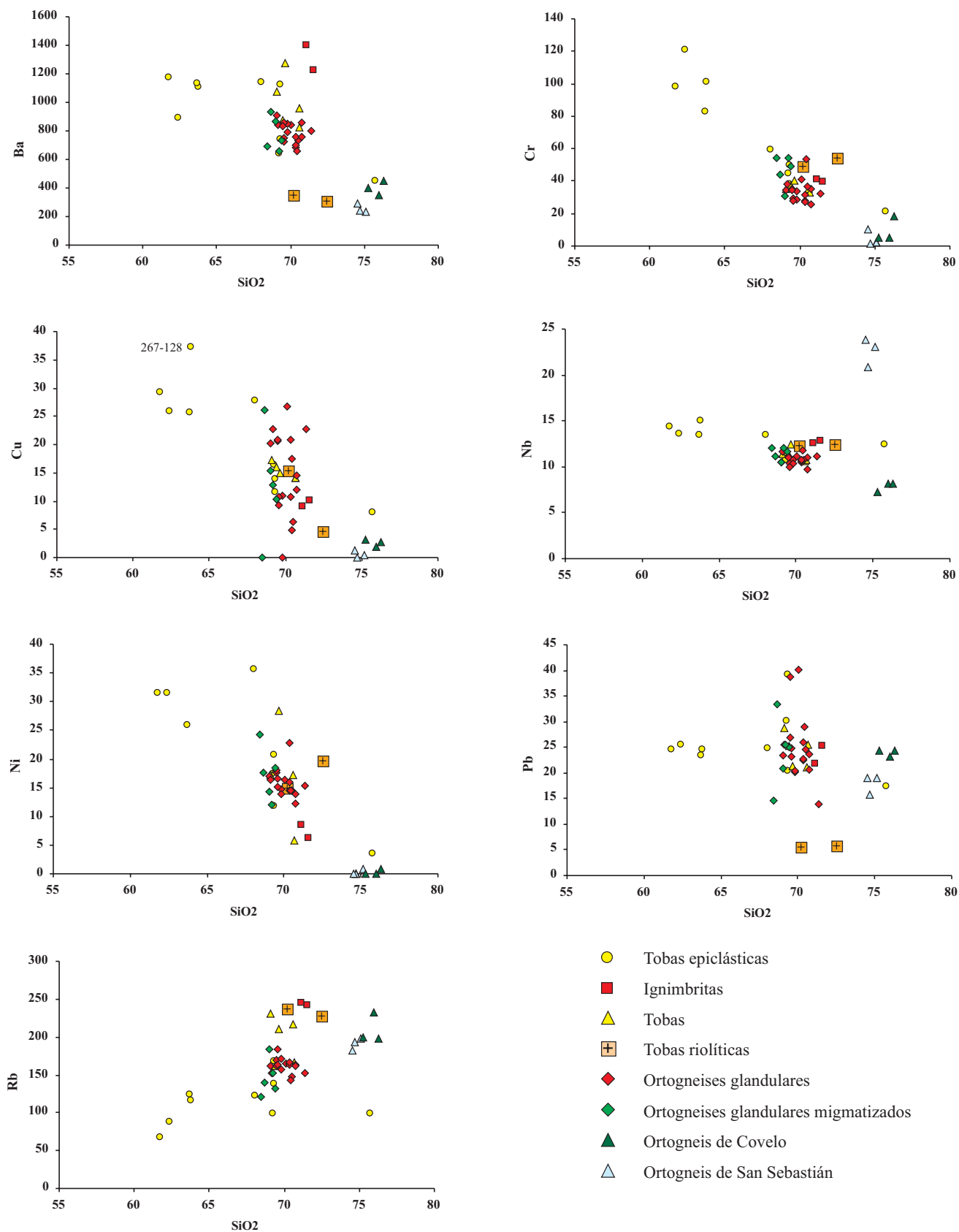


Figura 8.16: Diagramas de variación de SiO₂ vs. elementos traza.

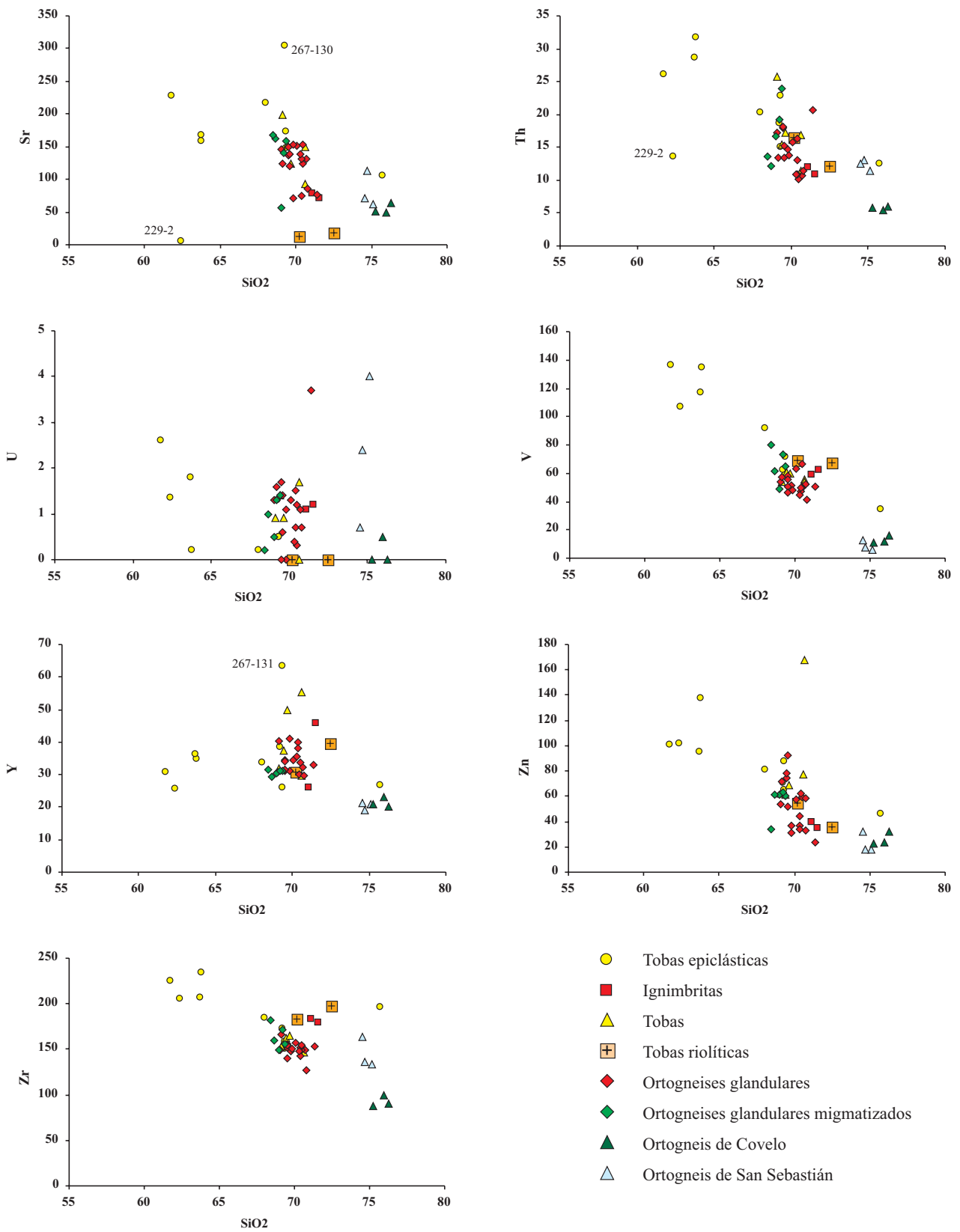


Figura 8.16 (continuación): Diagramas de variación de SiO₂ vs. elementos traza.

8.6.1.- Comportamiento de los elementos del grupo REE

Se ha representado cada una de las muestras de forma individual y según los grupos de facies que se han distinguido en la Formación "Olló de Sapo". Para el ortogneis glandular de la zona de bajo grado metamórfico, los espectros de REE normalizados a la composición condritica (Figura 8.17), tienen una gran homogeneidad, presentando contenidos no muy elevados de tierras raras, con $\sum\text{REE} \approx 93\text{-}164$ y valores de $(\text{La}/\text{Lu})_N$ entre 5 y 20, con una anomalía negativa en europio moderada ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,39\text{-}1,1$), debido al escaso fraccionamiento de la plagioclasa. También se pone en evidencia que existe un fraccionamiento mayor para el grupo de las LREE con un valor medio de $(\text{Ce}/\text{Sm})_N = 3,76$; mientras que para las HREE el valor medio de la relación $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ es del orden de 1,59.

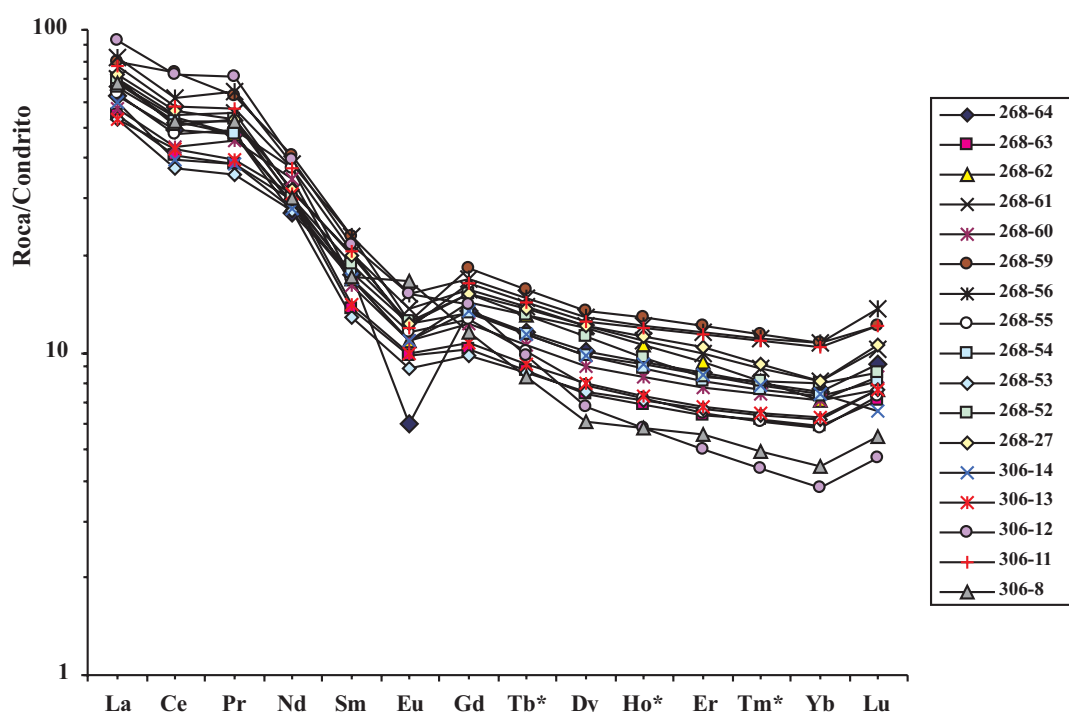


Figura 8.17: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

El rango de variación de las tierras raras que presenta el ortogneis glandular será utilizado como término de comparación con las diversas facies de la Formación "Olló de Sapo" y con los ortogneises graníticos de Covelo y de San Sebastián. En los gráficos, este rango de variación se ha representado por un sombreado gris. No se ha considerado el Eu de la muestra 268-64, ya que su contenido difiere del resto de las muestras, por lo que podría llevar a confusiones, además de no mostrar un intervalo de correlación bien caracterizado, como el que definen el resto de las muestras. La muestra 306-8 presenta una pequeña anomalía positiva en Eu y en la muestra 306-12 la anomalía es muy pequeña. En ambos casos no existen diferencias petrográficas con el resto, pero sí son las que tienen unos contenidos en HREE más bajos.

En la Figura 8.18 se proyectan los espectros de las muestras de los ortogneises glandulares de la zona metamórfica de alto grado. Los procesos metamórficos no parecen afectar a la concentración de las REE, ya que son muy semejantes y presentan configuraciones de espectros similares. Los contenidos totales de tierras raras no son muy elevados, con $\sum\text{REE} \approx 117\text{-}157$, y sus espectros se caracterizan por valores de $(\text{La}/\text{Lu})_N \approx 6,8\text{-}25,4$ y anomalía negativa en europio ($\text{Eu}/\text{Sm} = 0,197\text{-}0,320$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,6\text{-}1$). Hay que resaltar que las muestras 228-27 y 228-28 no exhiben una anomalía en Eu acentuada y presentan un mayor fraccionamiento de HREE, al igual que ocurre con las muestras 306-8 y 306-12 del ortogneis en bajo grado metamórfico. Las cinco muestras proyectadas presentan algunas diferencias en el contenido en HREE, pero sus características texturales de campo y petrográficas son idénticas.

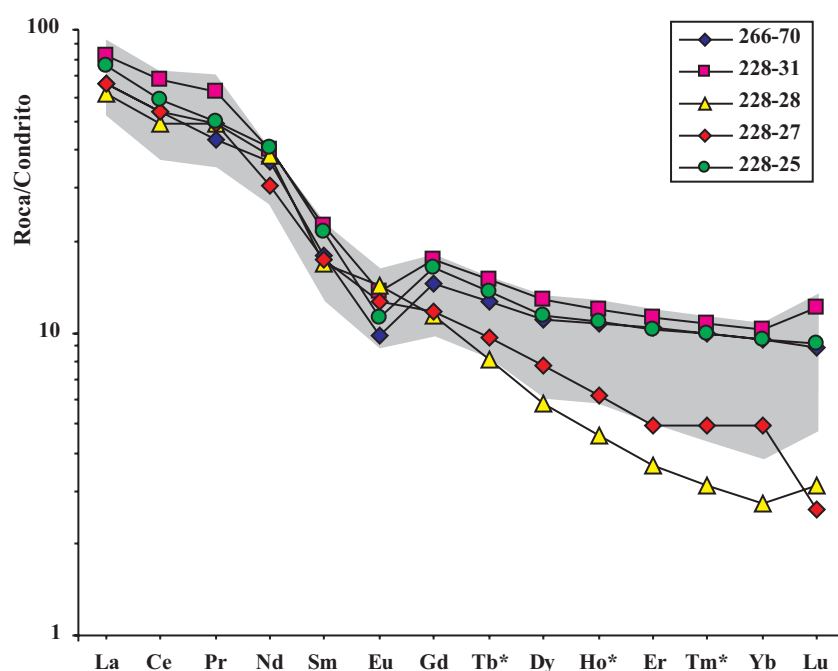


Figura 8.18: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) para las muestras del ortogneis glandular migmatizado. El sombreado representa la variación de los contenidos de REE en los ortogneises glandulares en la zona de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

En la Figura 8.19 se proyectan los espectros de REE de las tobas dentro de la zona metamórfica de bajo grado. Los espectros se adaptan al área definida por el ortogneis glandular, mostrando las mismas pautas de distribución. Presentan contenidos no muy elevados de tierras raras ($\sum\text{REE} \approx 94\text{-}164$) y sus espectros se caracterizan por tener valores de $(\text{La}/\text{Lu})_N \approx 5,59\text{-}8,16$ y una anomalía negativa en europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,63\text{-}0,78$).

En la Figura 8.20 se proyectan los espectros de tierras raras de las ignimbritas y de las tobas riolíticas de la zona metamórfica de bajo grado. Aunque sólo se dispone de dos muestras de cada litología, los espectros que presentan son bastante semejantes y se sitúan dentro del rango definido por los ortogneises glandulares. La diferencia más destacable entre ambos tipos de roca consiste en que la anomalía de Eu es más acentuada en las muestras de las tobas riolíticas.

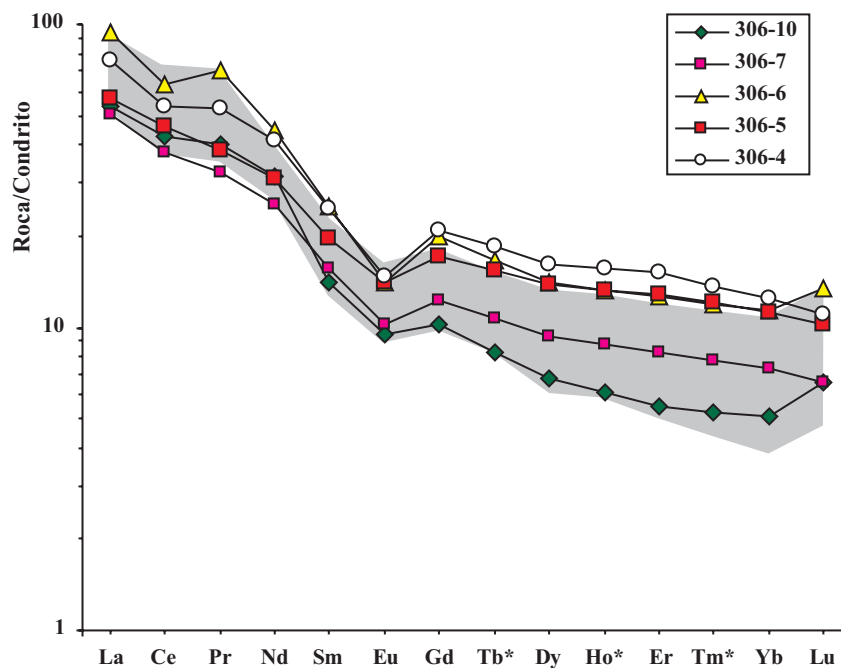


Figura 8.19: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de las tobas. El sombreado representa la variación de los contenidos de REE en los ortogneises glandulares en la zona de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

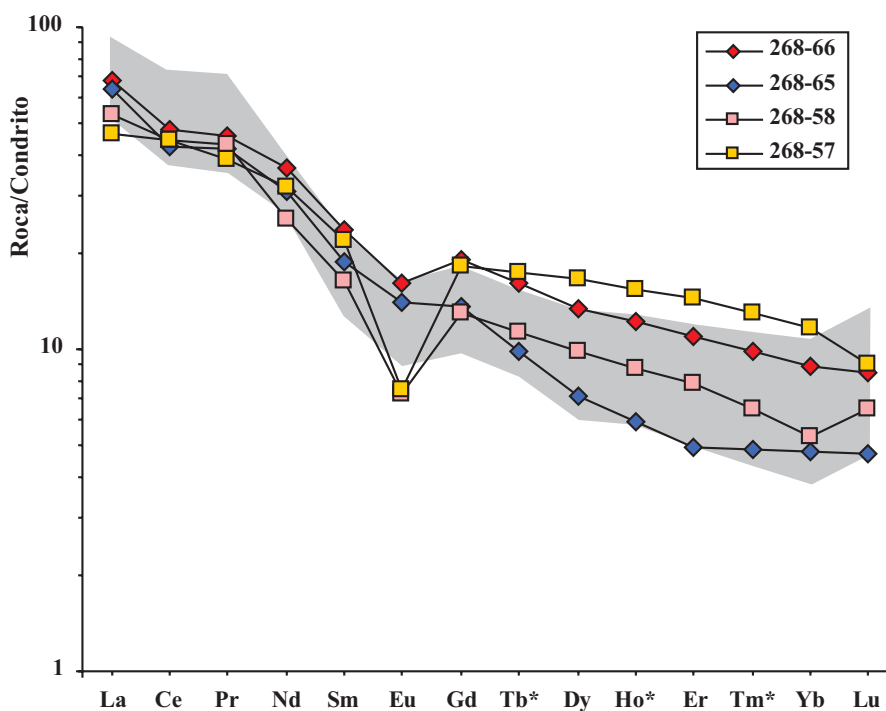


Figura 8.20: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito de TAYLOR Y MCLENNAN (1985) de las ignimbritas (\diamond = 268-65 y 66) y de las tobas riolíticas (\square = 268-57 y 58). El sombreado representa los contenidos de REE en los ortogneises glandulares en la zona de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

Las ignimbritas tienen unos contenidos no muy elevados de tierras raras, con $\sum\text{REE} \approx 108,43-128,7$ y sus espectros se caracterizan por tener valores de $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} \approx 8,17-13,63$ y una anomalía negativa en europio poco marcada ($\text{Eu}/\text{Sm} = 0,256-0,279$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,75-0,88$).

En las tobas riolíticas, los contenidos en REE son aproximadamente entre 103-115, sus espectros se caracterizan por tener valores de $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} \approx 5,24-8,10$ y una anomalía negativa de europio más marcada que el resto de los tipos litológicos asociados a la Formación "Ollo de Sapo" ($\text{Eu}/\text{Sm} = 0,128-0,168$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,38-0,5$).

Los espectros de tierras raras de las rocas que forman parte de la secuencia volcanosedimentaria se muestran en la Figura 8.21. Estos materiales presentan contenidos no muy elevados de tierras raras ($\sum\text{REE} \approx 114,46-210,4$) y sus espectros se caracterizan por tener valores de $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} \approx 3,93-15,22$ y anomalía negativa moderada a baja en europio ($\text{Eu}/\text{Sm} = 0,128-0,168$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,63-0,95$). Como se puede apreciar, los espectros son muy similares en cuanto a configuración y a variación de contenidos de REE a los del ortogneis glandular y al resto de las litologías de la Formación "Ollo de Sapo".

En el caso de las muestras con menor contenido en SiO_2 , se observa que tienen unos contenidos en LREE un poco mayores, con $\sum\text{REE} \approx 151-210$ y $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} \approx 3,18-4,14$. Este comportamiento es coherente con el observado para otros elementos traza, siendo todo ello congruente con un proceso normal de evolución magmática con fraccionamiento de plagioclasa.

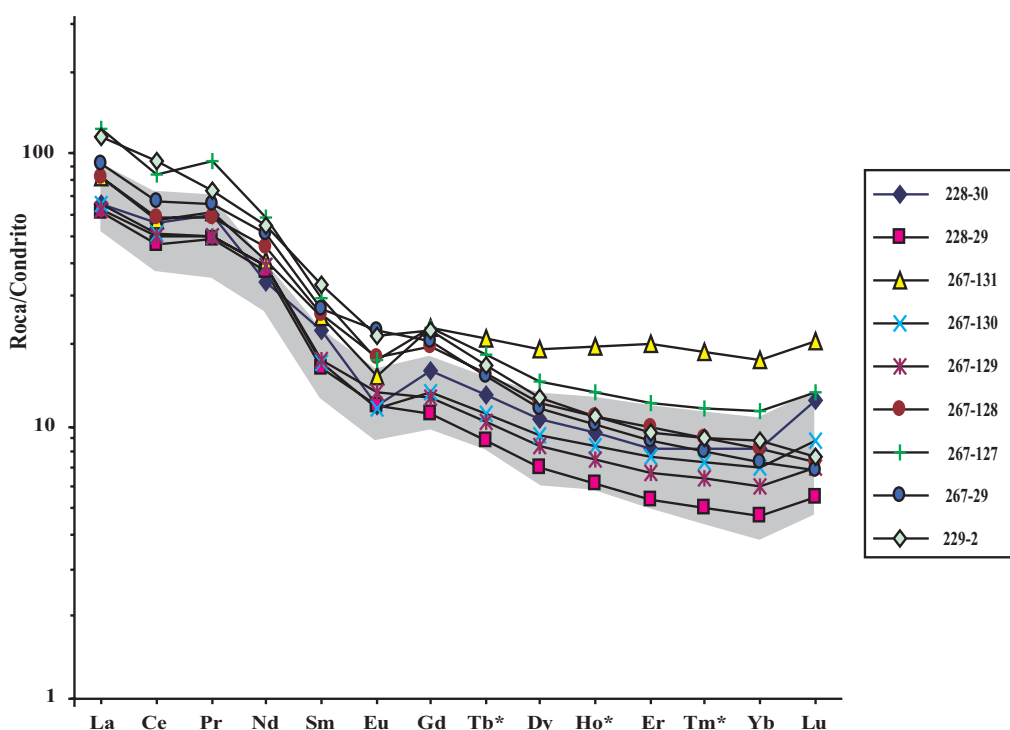


Figura 8.21: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito de TAYLOR Y MCLENNAN (1985) de la secuencia volcanosedimentaria (tobas epiclásticas). El sombreado corresponde a la variación de los contenidos de REE en los ortogneis glandulares de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

En la Figura 8.22 se proyectan los espectros de tierras raras de los ortogneises graníticos de Covelo y San Sebastián, que se encuentran dentro de la zona metamórfica de alto grado metamórfico. El Ortogneis de Covelo tiene unos contenidos en tierras raras inferiores a los del ortogneis glandular, con $\sum\text{REE} \approx 57,12-66,30$ y sus espectros se caracterizan por valores de $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} \approx 8,14-14,97$ y una anomalía negativa en europio débil ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,59-0,64$). En general, sus espectros siguen las mismas pautas que las de los ortogneises glandulares, con una anomalía moderada de Eu y con unos contenidos en REE inferiores, lo cual es coherente con procesos de diferenciación magmática cuando ambos materiales proceden de una misma fuente de origen.

El Ortogneis de San Sebastián tiene unos contenidos de REE algo superiores ($\sum\text{REE} \approx 95,54 - 107,83$), valores de $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} \approx 13,92-16$ y una anomalía negativa en europio mucho más acentuada que el resto de las muestras estudiadas ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,35-0,39$). Estos contenidos en REE se sitúan en el límite inferior de los del ortogneis glandular "Ollo de Sapo", y presentan una anomalía en Eu más acentuada. En los espectros de este ortogneis no se define el rebote de Lu, que es tan patente en el ortogneis de Covelo y en la gran mayoría de las muestras de los ortogneises glandulares.

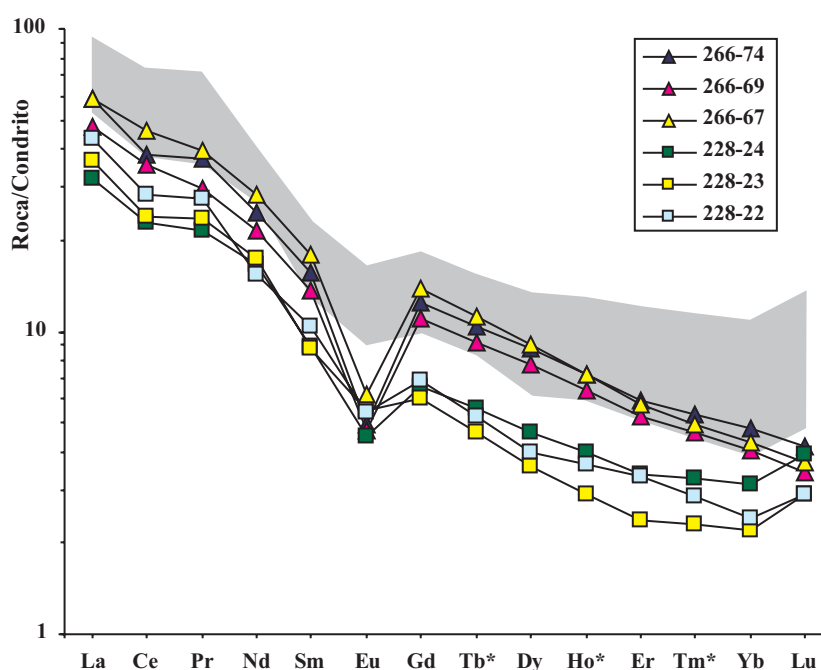


Figura 8.22: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito de TAYLOR Y MCLENNAN (1985) (\square = Covelo: 228-22, 23, 24; \triangle = San Sebastián: 266-67, 69, 74). El sombreado corresponde a la variación de los contenidos de REE en los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

En la Tabla 8.4 se resumen las principales relaciones que presentan estos materiales. En los ortogneises glandulares se han eliminado los valores de las muestras 306-8 y 306-12, por no tener anomalía negativa en Eu, también se han suprimido los valores de las muestras 228-27 y 228-28 de los ortogneises glandulares migmatizados por el mismo motivo.

	Σ REE	(La/Lu) _N	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N	(Gd/Yb) _N	Eu/Sm
Ortogneises glandulares	93-149	5,97-9,14	7,46-10,99	3,45-4,13	1,57-2,18	0,13-0,27
Ortogneises glandulares migmatiz.	128-142	6,81-8,31	6,96-8,08	3,55-3,69	1,52-1,73	0,20-0,23
Tobas	94-164	5,59-8,16	5,07-10,54	2,82-3,78	1,53-2,02	0,20-0,26
Ignimbritas	108-129	8,17-13,63	7,77-13,42	2,93-3,44	2,16-2,81	0,25-0,27
Tobas riolíticas	103-115	5,24-8,10	4,00-9,91	2,14-3,27	1,55-2,41	0,12-0,16
Tobas epiclásticas	114-210	3,93-15,22	4,66-13,15	2,91-4,14	1,31-2,80	0,19-0,31
Ortogneis de Covelo	57-66	8,14-14,97	10,19-17,86	3,59-4,14	2,09-2,86	0,18-0,23
Ortogneis de San Sebastián	96-107	13,92-16	11,68-13,67	3,31-3,71	2,59-3,23	0,11-0,13

Tabla 8.4: Resumen de los principales contenidos y relaciones presentes en las facies de la Formación “Ollo de Sapo”.

Los modelos de REE normalizados para las rocas metavolcánicas de la Formación “Ollo de Sapo” y de los ortogneises graníticos son muy comunes en granitoides peraluminicos. Esto incluye un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) en relación a las tierras raras pesadas (HREE) y una anomalía de Eu.

8.6.2.- Comparación con la corteza continental superior

Los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” representan un magmatismo intracontinental, posiblemente derivado de la fusión de materiales corticales (ricos en SiO₂ y en K₂O, peraluminicos), por lo que a la hora de establecer comparaciones, se ha escogido como referencia la corteza continental superior (CCSup). Se ha representado cada análisis de forma individual, tomándose como nivel de referencia de las comparaciones los análisis de ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

Como composición representativa de la corteza continental superior se ha tomado en todos los casos la calculada por TAYLOR Y MCLENNAN (1985), por ser la que incluye un espectro composicional más completo. En la Figura 8.23 se muestran los espectros normalizados de los ortogneises glandulares de la zona de bajo grado metamórfico, pudiéndose observar que estos materiales presentan un espectro muy similar al de la corteza continental superior, con una tendencia plana y con un nivel de base próximo a la unidad.

No obstante, se observan fuertes anomalías negativas de Ca, Sr, Zr, Nb y U, así como anomalías positivas en Al, K y P. El resto de los elementos se adaptan bien a los contenidos de la CCSup. Las anomalías negativas de Sr y Nb indican una clara filiación cortical (BEA, 2002). Además, se asume que la corteza continental está empobrecida en Nb en relación a otros elementos incompatibles como el La (BARTH *et al.*, 2000), efectos que se aprecian bien en la Figura 8.23. También la anomalía baja en Eu es contraria a que estos materiales deriven de magmas básicos. La anomalía de Sr se debe posiblemente a que queda algún residuo de fusión parcial con plagioclasa rica en anortita, lo que también justifica la pobreza en Ca.

La anomalía positiva del P se refleja en la abundancia de apatito como mineral accesorio dentro de los ortogneises glandulares. Esto nos puede inducir a pensar que niveles corticales ricos en P han podido participar como material fuente para la generación del magma que da lugar al “Ollo de Sapo”.

Al tomar los valores composicionales representativos de los ortogneises glandulares, para establecer su rango de variación, se han rechazado los que presentan un comportamiento anómalo con respecto a los valores del resto de las muestras. Estos son el contenido en U de la muestra 306-12 y el de Eu en la muestra 268-64. Esta última muestra es la que tiene una anomalía de Eu más acentuada (Figura 8.17). Además, se ha eliminado el Co, ya que está afectado por una contaminación durante el proceso de molienda de las muestras, que queda reflejado por una fuerte anomalía positiva con relación al valor medio de la corteza superior, como se puede ver en la Figura 8.23.

El diagrama multielemental para los ortogneises glandulares de alto grado metamórfico (Figura 8.24), es muy similar al de la zona de bajo grado, ajustándose muy bien a su rango de variación y apreciándose únicamente que son algo más ricos en calcio, como ya quedó patente en el diagrama binario SiO_2 vs. CaO (Figura 8.15).

El diagrama multielemental para las tobas se muestra en la Figura 8.25. Se observa muy bien que los contenidos de los elementos se adaptan en la gran mayoría de los casos al rango de variación del ortogneis glandular. Únicamente en la muestra 306-4 se aprecian unos contenidos muy bajos de Mn y Ni.

Las ignimbritas y las tobas riolíticas (Figura 8.26) presentan ciertas diferencias entre ellas, aunque en líneas generales presentan configuraciones de espectros bastante semejantes. Las ignimbritas son bastante similares a los ortogneises y las diferencias más apreciables frente al ortogneis glandular consisten en un mayor empobrecimiento de Na, Ca, Mn y Ni, que obedece a su carácter más ácido y evolucionado (más pobres en plagioclasa y minerales ferromagnesianos).

Las tobas riolíticas presentan las mismas anomalías que las ignimbritas (bajos contenidos de Na, Ca, Mn y Ni), pero las mayores discrepancias ocurren para el Ba y el Pb, que tanto en los ortogneises como en las ignimbritas presentan enriquecimientos, mientras que en las tobas riolíticas exhiben anomalías negativas. También son más importantes las anomalías negativas en Na y Sr. Esto se refleja en la escasez de plagioclasa y minerales cálcicos, mostrando en sus análisis los contenidos más bajos en CaO y Na_2O .

En la Figura 8.27 están representados los materiales volcanosedimentarios (tobas epiclásticas) de la Formación “Ollo de Sapo”. Como se puede observar, presentan espectros semejantes a los ortogneises glandulares y al resto de los materiales, con la diferencia de que las dispersiones composicionales son mayores para ciertos elementos, debido a la superposición de procesos de alteración, transporte y mezcla con sedimentos.

Los espectros multielementales de los ortogneises graníticos de Covelo y de San Sebastián quedan reflejados en la Figura 8.28. En el caso del Ortogneis de Covelo se aprecia una configuración relativamente semejante a las de los ortogneises “Ollo de Sapo”, si bien se observa

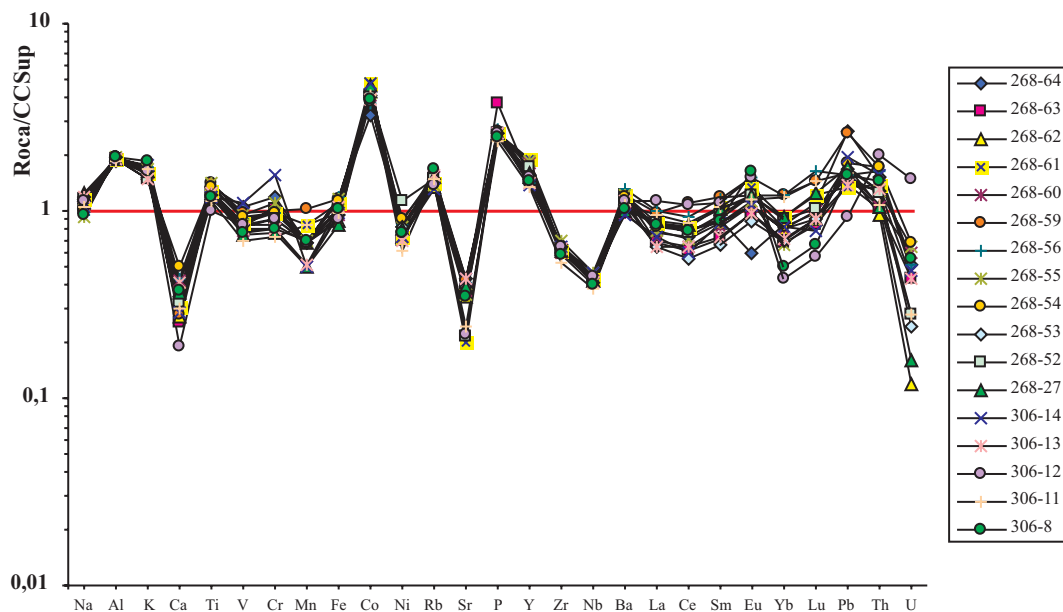


Figura 8.23: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico. El pico de Co obedece a la contaminación durante el proceso de molienda, en el resto de los gráfico se ha eliminado.

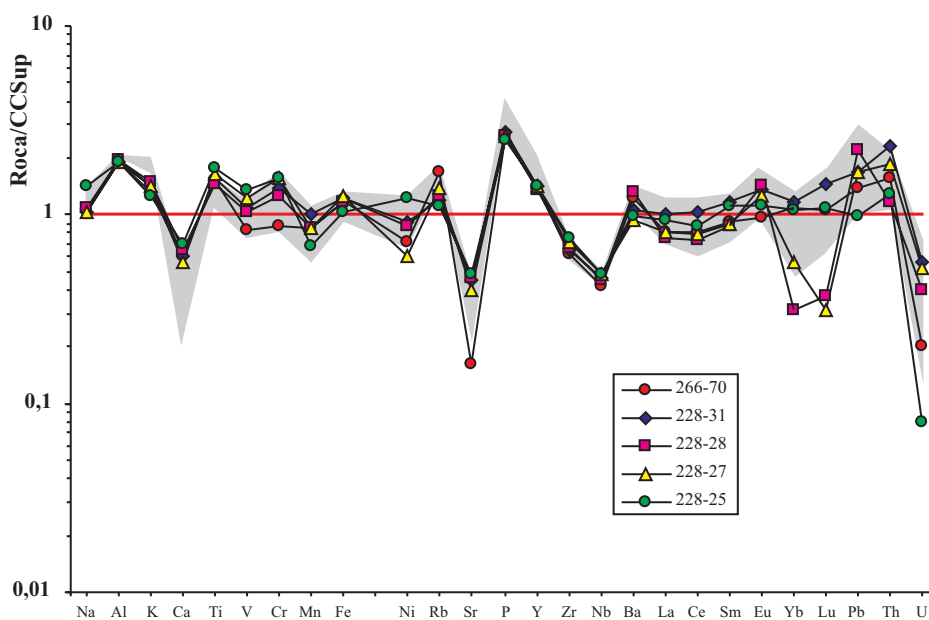


Figura 8.24: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985), del ortogneis glandular de alto grado metamórfico. El área sombreada representa el intervalo de variación de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

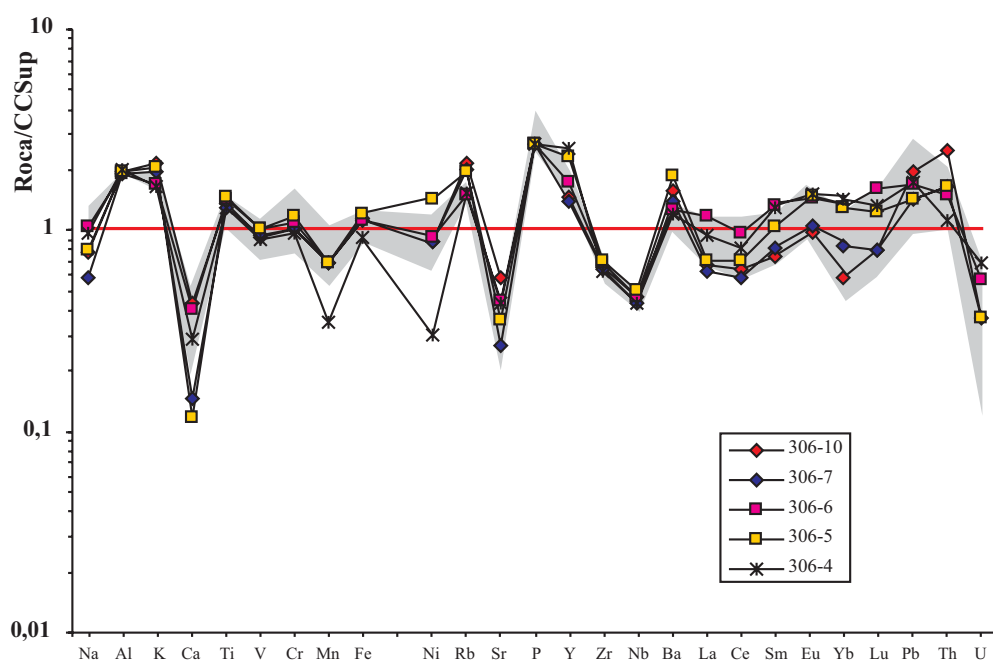


Figura 8.25: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de las tobas de bajo grado metamórfico. El área sombreada representa el intervalo de variación de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

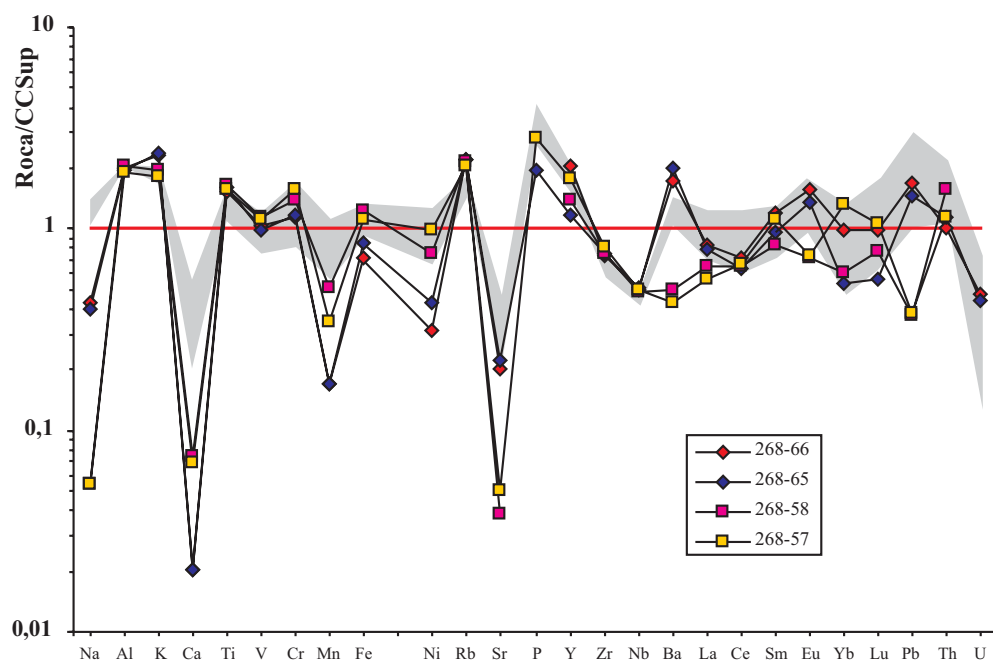


Figura 8.26: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de las ignimbritas (268-65 y 66) y de las tobas riolíticas (268-57 y 58). Estas muestras se encuentran dentro de la zona de bajo grado metamórfico. El área sombreada representa el intervalo de variación de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

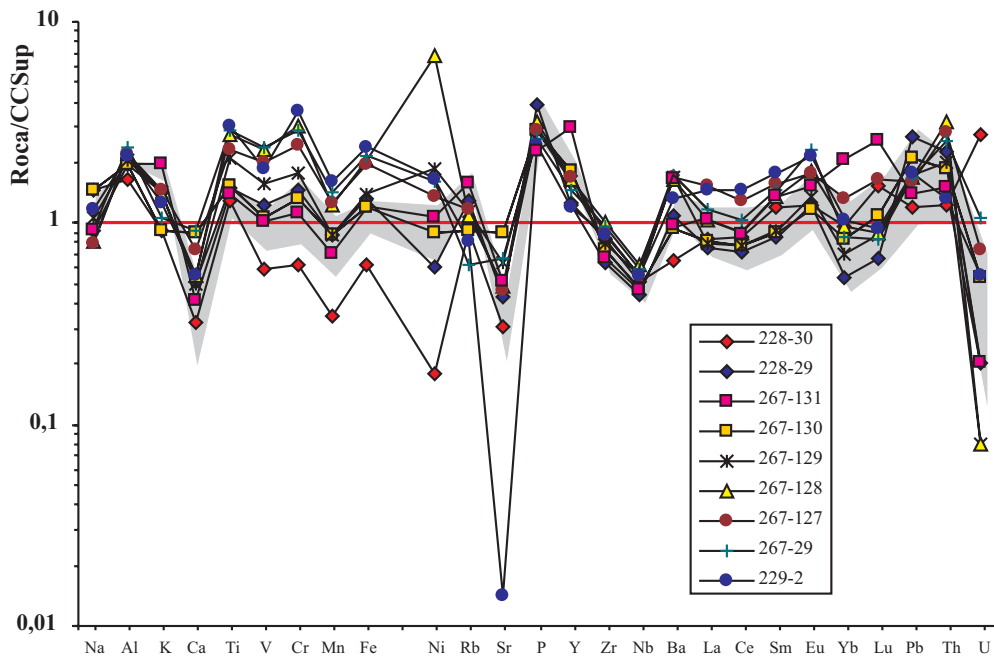


Figura 8.27: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de los materiales volcanosedimentarios y epiclásticos de bajo grado metamórfico. El área sombreada representa el intervalo de variación de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

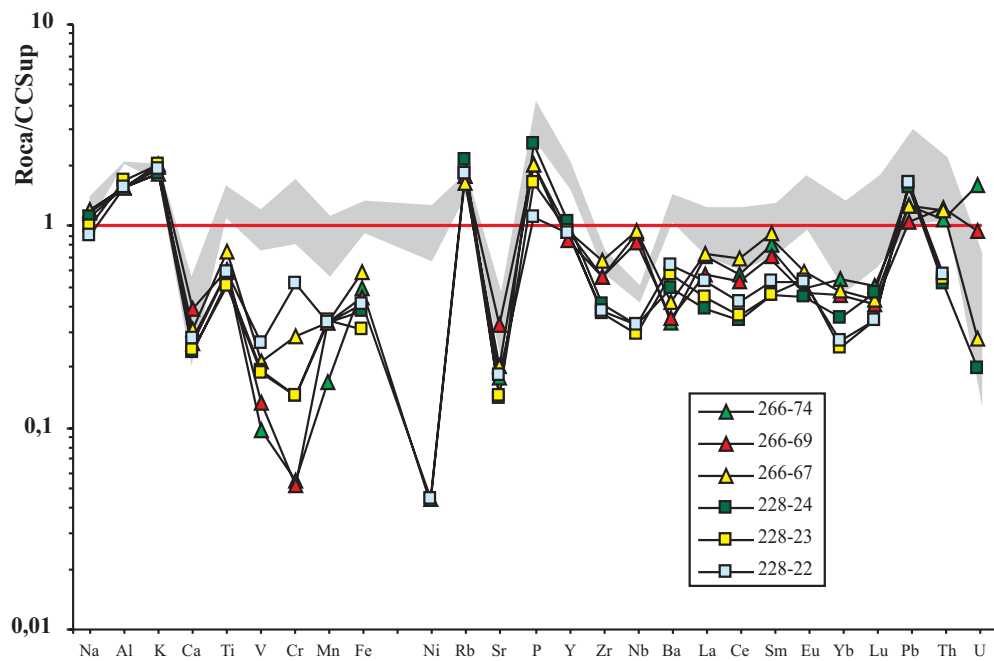


Figura 8.28: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) del Ortogneis de San Sebastián (Δ = 266-67, 69 y 74) y el Ortogneis de Covelo (\square = 228-22, 23 y 24). El área sombreada representa el intervalo de variación de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

que una serie de elementos como Ti, V, Cr, Mn, Fe y Ni, que presentan concentraciones netamente inferiores, y en menor grado de P, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Yb y Lu, lo que indica que estos gneises posiblemente corresponden a magmas más evolucionados y ricos en SiO₂ (Figura 8.22).

El Ortogneis de San Sebastián muestra fuertes discrepancias con los ortogneises glandulares, como ha quedado patente en otros aspectos geoquímicos. Las diferencias más significativas corresponden a Nb y Ba, que tienen anomalías opuestas a las de los ortogneises glandulares. También el Ortogneis de San Sebastián presenta anomalías negativas en Ti, V, Cr, Mn, Fe y Ni. Los ortogneises de Covelo y San Sebastián presentan entre sí una marcada diferencia en elementos como V, Zr, Nb y Th.

8.7.- CARACTERIZACIÓN GEODINÁMICA

Las características geoquímicas de un determinado magmatismo deben de ser interpretadas junto con el resto de las observaciones geológicas y ninguna por sí sola debe ser sobrevalorada en apoyo de un determinado modelo. La geoquímica no debe ser considerada una panacea para la resolución de problemas, como muchas veces se pretende, sino una herramienta más de trabajo en la búsqueda de soluciones para explicar la evolución de un determinado sector de la corteza terrestre. La amplia aceptación de la tectónica de placas, a partir de los años 60, puso de manifiesto la relación existente entre magmatismo y el marco geotectónico, de tal manera que fueron muy numerosos los intentos de establecer criterios para discriminar el marco geotectónico a partir de las características geoquímicas del magmatismo asociado. Estos estudios, basados en modelos actuales bien conocidos, son generalmente utilizados para relacionar series magmáticas antiguas con sus posibles ambientes geotectónicos; sin embargo, los resultados obtenidos no son siempre inequívocos, en algunos casos son inexactos o, cuando menos, discrepantes de los obtenidos por otros criterios geológicos.

Los diagramas de discriminación de ambientes tectono-magmáticos se basan en la asunción de que la composición de los magmas depende fundamentalmente de la composición del área fuente y de su mineralogía, de la profundidad y el grado y mecanismo de fusión parcial, de los procesos de fraccionación y contaminación ocurridos a lo largo de la historia geológica, y todas estas variables son dependientes de la configuración geológica del entorno en el que se produce el magmatismo.

Mediante diversos diagramas, ya se han avanzado ciertas características de las rocas que integran la Formación "Ollo de Sapo". En este sentido, la disposición en algunos de los diagramas de la asociación volcánica y volcanosedimentaria estudiada permite tipificar con mayor precisión la misma.

BATCHELOR Y BOWDEN (1985) realizaron una clasificación orogénica de los granitoides a partir de la composición química de elementos mayores. El diagrama que proponen está basado en el diagrama R1 vs. R2 de DE LA ROCHE Y LETERRIER (1973), sobre el cual delinearon los límites de las diferentes asociaciones tectono-magmáticas. La proyección de los análisis de la Formación "Ollo de Sapo" en este diagrama (Figura 8.29) pone de manifiesto que las muestras se proyectan principalmente en el campo 6, y en el límite del campo 4, que corresponden a los granitoides sin-

colisionales y tardiorogénicos. Los ortogneises graníticos de Covelo y San Sebastián, se proyectan cerca o sobre el límite con el campo 7, correspondiente a los granitoides post-orogénicos. Las conclusiones que se extraen de este diagrama no son congruentes con las evidencias que proporcionan las secuencias sedimentarias del Ordovícico, correspondientes a una plataforma estable, o en continuo proceso de extensión.

En la Figura 8.30 se muestran representados los gráficos Y vs. Nb e Y+Nb vs. Rb (PEARCE *et al.*, 1984). Los bajos valores de Y y Nb del ortogneis glandular de bajo grado hacen que las muestras se proyecten en el campo de los granitos de arco volcánico. En el primero de los gráficos (Y vs. Nb) todas las muestras se encuentran dentro del campo VAG + syn-COLG; mientras en el segundo diagrama, la casi totalidad de las muestras se encuentra dentro del campo VAG, más concretamente en las proximidades de la parte superior del límite que separa los campos de los granitos intraplaca (WPG) y los granitos de arco volcánico (VAG). Este sector es él que corresponde a los granitos de arco volcánico, y más concretamente en el campo definido por estos autores para granitos de margen continental/calcoalcalino, representado por los granitos del centro de Chile.

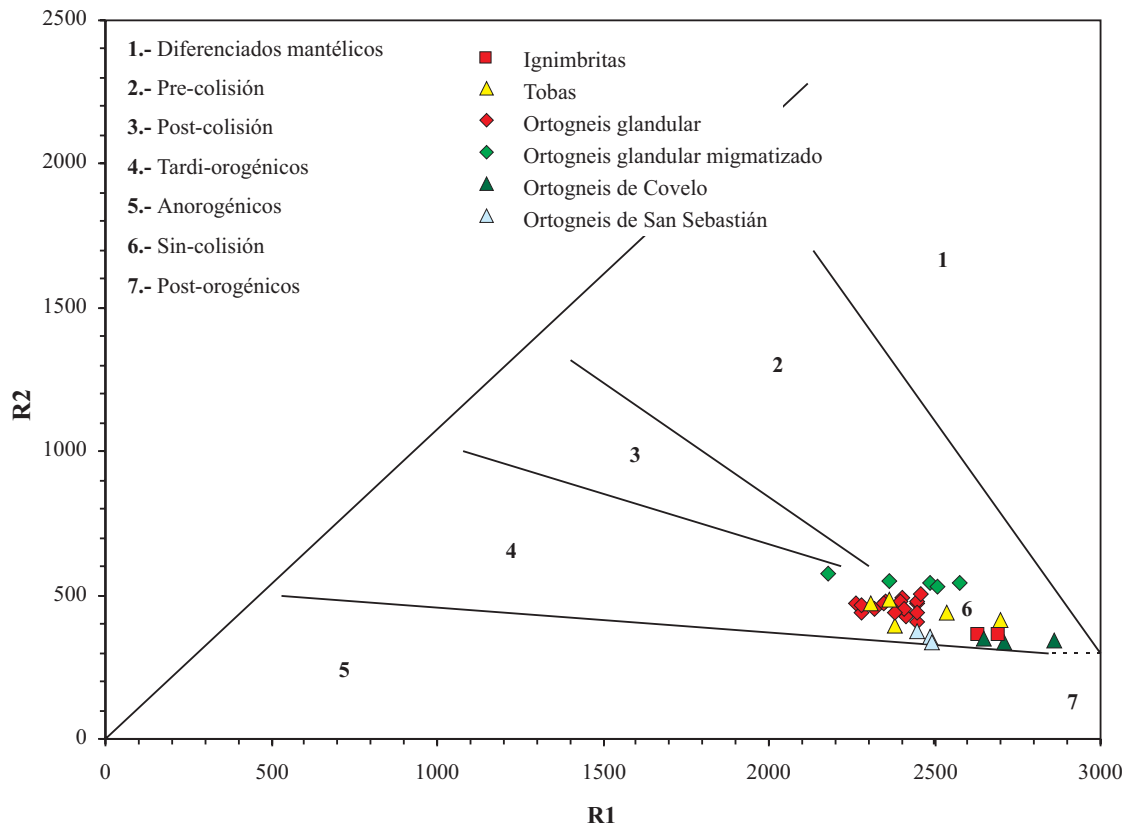


Figura 8.29: Diagrama R1-R2 de DE LA ROCHE Y LETERRIER (1973) en el que se han representado los campos de diferentes asociaciones tectono-magmáticas propuestos por BATCHELOR Y BOWDEN (1985). La gran mayoría de las muestras se proyectan en el campo 6, correspondiente a los granitoides sin-colisión. [$R1 = 4Si - 2(Fe+Ti) - 11(Na+K)$; $R2 = Al + 2Mg + 6Ca$].

En el gráfico Y vs. Nb, las muestras del Ortogneis de San Sebastián se separan de la nube de puntos definida por los datos de las muestras de la Formación "Ollo de Sapo", debido a su mayor riqueza en Nb (Figura 8.33), lo que le acerca al campo de los granitos intraplaca (WPG).

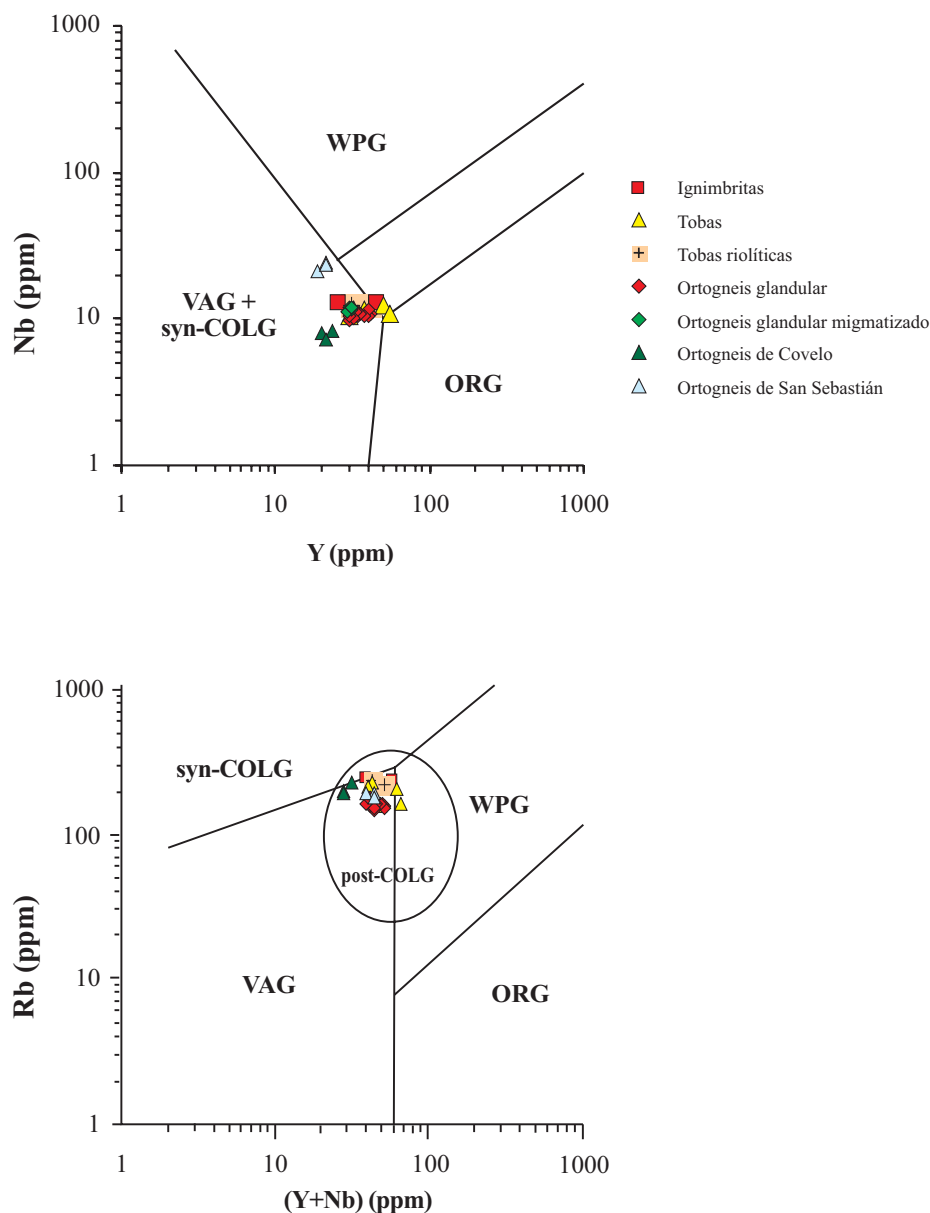


Figura 8.30: Diagramas de discriminación de contextos tectónicos de PEARCE *et al.* (1984). (VAG = granitos de arco volcánico; ORG = granitos orogénicos; WPG = granitos intraplaca; syn-COLG = granitos sinorogénicos). Campo de los granitoides post-colisionales, post-COLG, de PEARCE (1996).

A lo largo de todo este capítulo se ha ido observando cómo las distintas litologías muestran unas composiciones y pautas evolutivas bastante semejantes y sólo elementos incompatibles como el Nb, Zr e Y permiten diferenciar a alguna de las unidades. En la Figura 8.31 se ha representado la relación entre dos elementos inmóviles (Zr vs. Nb), pudiéndose diferenciar dos grupos. En la Tabla 8.5, y de forma gráfica en la Figura 8.32, se puede ver las relaciones de elementos considerados

inmóviles, donde se vuelve a destacar la diferencia que hay entre los dos grupos de rocas definidos anteriormente. Así, las relaciones Zr/Nb e Y/Nb son inferiores en el Ortogneis de San Sebastián con respecto al Ortogneis de Covelo, mientras que la relación Zr/Y es mayor. Estas diferencias tan significativas apoyan un origen distinto para estos grupos de materiales.

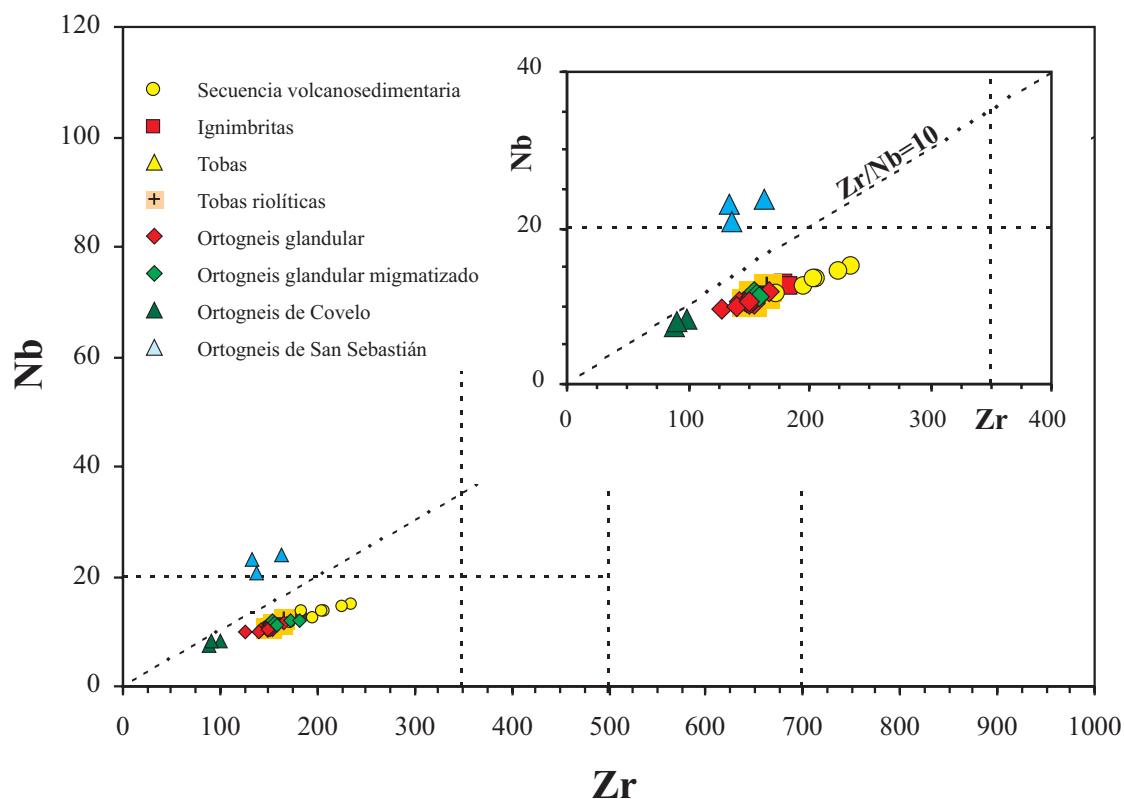
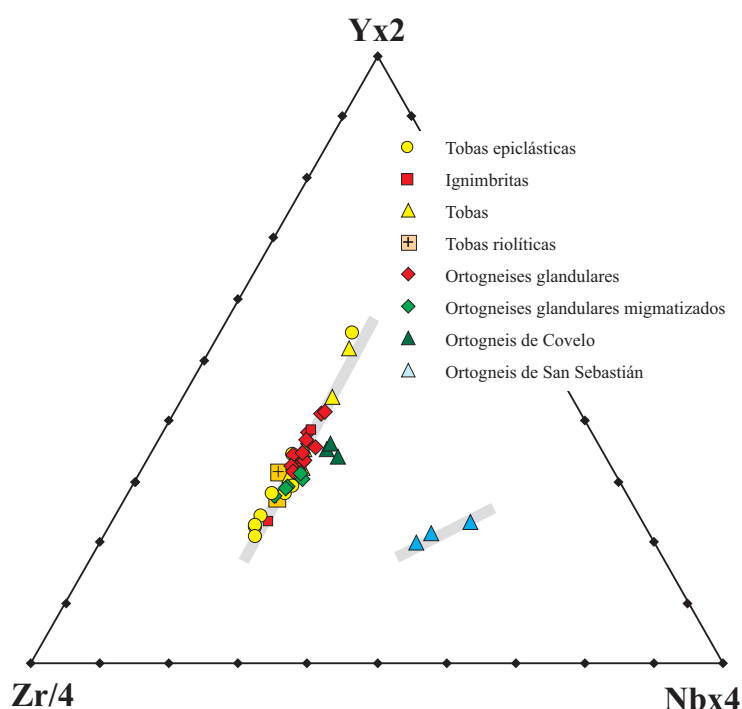


Figura 8.31: Diagrama binario Zr vs. Nb. Se observa cómo las muestras de la Formación “Ollo de Sapo” constituyen una alineación junto con el ortogneis de Covelo. Separadas de este grupo se proyecta el Ortogneis de San Sebastián, que muestra un mayor enriquecimiento en Nb. Las líneas divisorias de los campos están definidas en LEAT *et al.* (1986).

	Zr/Nb	Zr/Y	Y/Nb
	rango		
Ortogneises glandulares	13,09 - 14,93	3,56 - 4,93	2,84 - 3,81
Ortogneises glandulares migmatiz.	13,10 - 15,07	5,01 - 5,85	2,54 - 2,68
Tobas	13,34 - 14,33	2,66 - 5,10	2,81 - 5,16
Ignimbritas	14,02 - 14,58	3,93 - 7,04	2,07 - 3,57
Tobas riolíticas	14,85 - 15,77	4,98 - 5,93	2,50 - 3,17
Tobas epiclásticas	13,63 - 15,72	2,50 - 8,00	1,89 - 5,60
Ortogneis Covelo	11,12 - 12,10	4,18 - 4,46	2,49 - 2,82
Ortogneis San Sebastián	5,83 - 6,88	6,38 - 7,76	0,89 - 0,91

Tabla 8.5: Relaciones de los elementos traza más significativos. Se observa cómo todos los materiales muestran unas relaciones similares, excepto el Ortogneis de San Sebastián.

Figura 8.32: Diagrama triangular Zr-Nb-Y, donde se han representado todos los análisis. Se puede observar cómo los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y del Ortogneis de Covelo forman una alineación, mientras que el Ortogneis de San Sebastián se separa del grupo.



El grupo mayoritario, compuesto por los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y el Ortogneis de Covelo, definen una recta con un alto grado de coherencia que apoya su relación genética, pudiendo proceder todos ellos de una misma fuente cortical, debiéndose la variación que presentan a la actuación de procesos de diferenciación magmática por cristalización fraccionada. Estos materiales se caracterizan por unos contenidos bajos en Zr (< 300 ppm), valores de Nb < 20 ppm y unas relaciones Zr/Nb, Zr/Y e Y/Nb muy semejantes. Estos valores son característicos de riolitas de arcos de islas o de márgenes continentales.

El segundo grupo lo forma el Ortogneis de San Sebastián, que se diferencia del grupo anterior por tener unos contenidos de Nb más elevados (> 20 ppm). Esta diferencia entre los materiales que componen el grupo anterior y el ortogneis de San Sebastián también se pone de manifiesto por otros indicadores geoquímicos. Todas estas características reflejan una cierta afinidad alcalina para este ortogneis y una separación con respecto a los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y al Ortogneis de Covelo. Las diferencias observadas en los contenidos de Zr y Nb de los gneises de San Sebastián con respecto a los de Covelo, para grados de evolución similares, indican que los primeros proceden de unos magmas diferentes, relacionados con una fuente menos peraluminica que produce magmas diferenciados más ricos en Zr (Figura 8.6).

En el gráfico Zr vs. Nb de la Figura 8.33 se han representado los campos determinados por los dos grupos de rocas definidos anteriormente, además de diversos análisis representativos de materiales que podrían relacionarse por su edad y posición con los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”, como los ortogneises glandulares de la zona de Salamanca (ESCUDE R VIRUETE *et al.*, 1991b; LÓPEZ-MORO, 2000), los ortogneises de Carraxo, en el Sinforme de Verín (ORTEGA CUESTA, 1998), y otros materiales situados dentro del dominio del “Ollo de Sapo” (ORTEGA CUESTA *et al.*, 1996; VALVERDE-VAQUERO *et al.*, 2005). También se han incluido análisis de las rocas volcánicas

que afloran en el Sinclinal de Truchas (GALLASTEGUI, com. personal, 2005), situadas estratigráficamente en las Pizarras de Luarca.

En general, todas las muestras tienen contenidos moderados en Zr ($Zr > 300$ ppm). Un grupo mayoritario de datos muestran una relación $Zr/Nb > 10$ y se sitúan sobre el campo definido por los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", lo que nos indicaría una relación genética con estos materiales. Hay que destacar otro grupo de muestras con el mismo tipo de relación, los análisis procedentes de ORTEGA CUESTA (1998) y ORTEGA CUESTA *et al.* (1996), que definen un área paralela a la definida por el "Ollo de Sapo", pero situada por debajo, debido a unos contenidos en Nb más bajos. Estos contenidos en Nb inferiores podrían deberse a las técnicas analíticas utilizadas, por lo que ambos materiales se considerarán semejantes de acuerdo con las observaciones de campo.

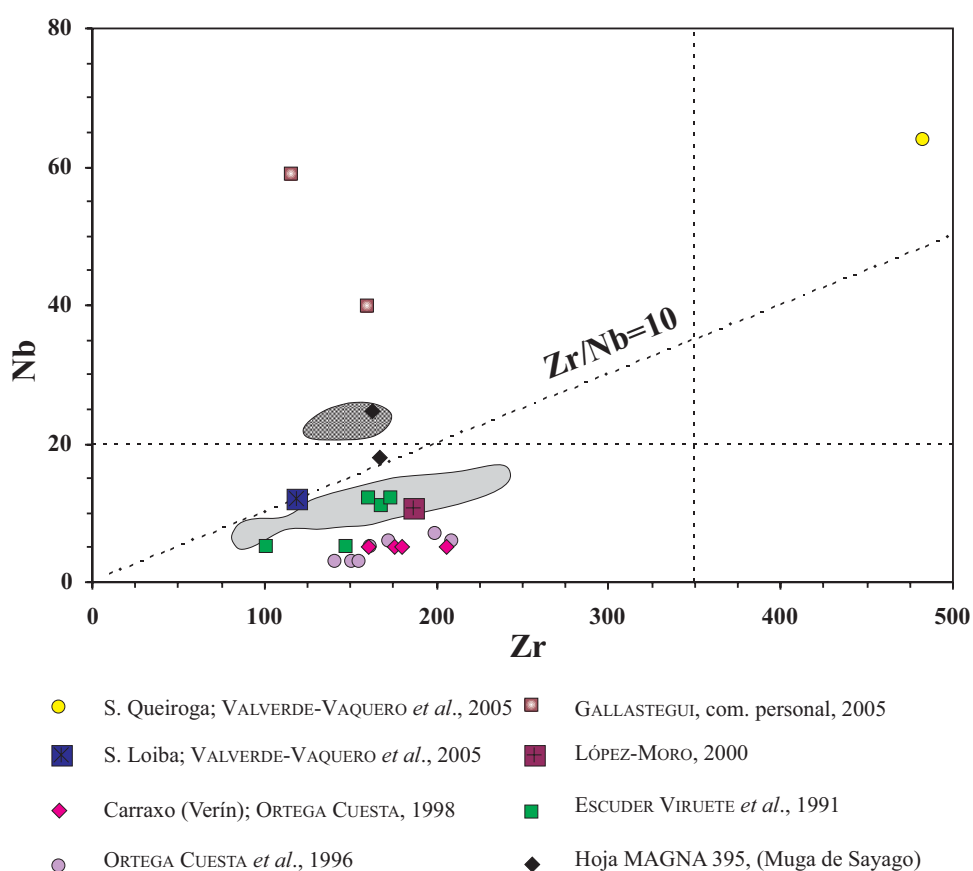


Figura 8.33: Diagrama Zr vs. Nb para materiales semejantes a los de la Formación "Ollo de Sapo" que se encuentran en una posición estratigráfica similar en el NO peninsular. Se han marcado los campos definidos por los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", más el Ortogneis de Covelo (gris claro) y el Ortogneis de San Sebastián (gris oscuro).

Un pequeño número de muestras con una relación $Zr/Nb < 10$, corresponden a ortogneises graníticos y rocas volcánicas situadas estratigráficamente por encima de la Cuarcita Armoricana. La mayoría de ellas son relativamente pobres en Zr como en los grupos anteriores, pero tienen unos contenidos en Nb superiores, que posiblemente indican una fuente original distinta.

La relación TiO_2/Zr es un excelente índice en la evolución de la composición en rocas de carácter ácido e intermedio (LENTZ, 1996). Durante los procesos de cristalización fraccionada, Zr y Ti muestran comportamientos geoquímicos divergentes, Zr aumenta y Ti disminuye. En el caso del “Ollo de Sapo”, TiO_2 y Zr disminuyen con el aumento de SiO_2 (Figuras 8.15 y 8.16). Este tipo de relación ha sido atribuido a procesos de fusión cortical, implicando diferentes solubilidades y comportamientos de fusión de los minerales accesorios como el circón, la monacita, el rutilo y la ilmenita, en fundidos corticales de diferentes protolitos (LENTZ, 1996).

La relación Zr/TiO_2 en los materiales del “Ollo de Sapo” se encuentra entre 0,04 y 0,016, que son valores similares a los de riolitas calcoalcalinas asociadas a arcos. Estas características no concuerdan con el registro sedimentario del Ordovícico Inferior, en el que se encuentran intercalados los materiales volcánicos de la Formación “Ollo de Sapo”, por lo que pueden haber sido heredadas de las fuentes de donde proceden.

En la Figura 8.34 se encuentra representado el diagrama binario Zr vs. TiO_2 , el cual nos va a aportar información en un doble sentido. El primero en cuanto al ambiente geotectónico, apreciándose que la gran mayoría de las muestras se proyectan en el campo de las rocas de arco volcánico (VA). Este hecho concuerda en principio con las interpretaciones deducidas a partir de los diagramas de PEARCE *et al.* (1984. Figura 8.30).

La segunda aportación que nos permite este gráfico es comparar los datos de este trabajo con otros análisis de esta zona o próximos a ella. En el gráfico se han delimitado los campos definidos por el conjunto de los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y por los ortogneises graníticos de Covelo y San Sebastián. Como puede comprobarse, buena parte de los datos de otras procedencias se proyectan dentro del campo definido por el “Ollo de Sapo”, lo cual nos indica la estrecha relación que hay entre todas estas rocas. Sólo los análisis procedentes de BEETSMA (1995) se encuentran fuera del campo OS. Sin embargo, si agrupamos estos análisis, se sitúan sobre el campo definido por el Ortogneis de San Sebastián (SS), por lo que los afloramientos descritos por BEETSMA (1995) en el N de Portugal podrían corresponder a un ortogneis granítico de estas características.

A modo de síntesis, cabe destacar el carácter peraluminico, la afinidad calcoalcalina y de arco volcánico de los ortogneises ordovícicos, y la contradicción que representa la ausencia de rocas básicas e intermedias de tipo andesítico, y la sedimentación contemporánea, típica de un margen pasivo. La solución hay que buscarla en otras provincias con vulcanismo silíceo voluminoso, tales como la de América del Sur, donde hay grandes volúmenes de riolitas, ignimbritas e intrusiones asociadas de edad Jurásico (HAMILTON, 1995; BRYAN *et al.*, 2002).

La clave parece residir en un largo proceso de subducción, de centenares de millones de años, capaz de hidratar la corteza continental y hacerla susceptible de fundir a gran escala (BRYAN *et al.*, 2002). En el último capítulo se tratarán estos aspectos con más detalle.

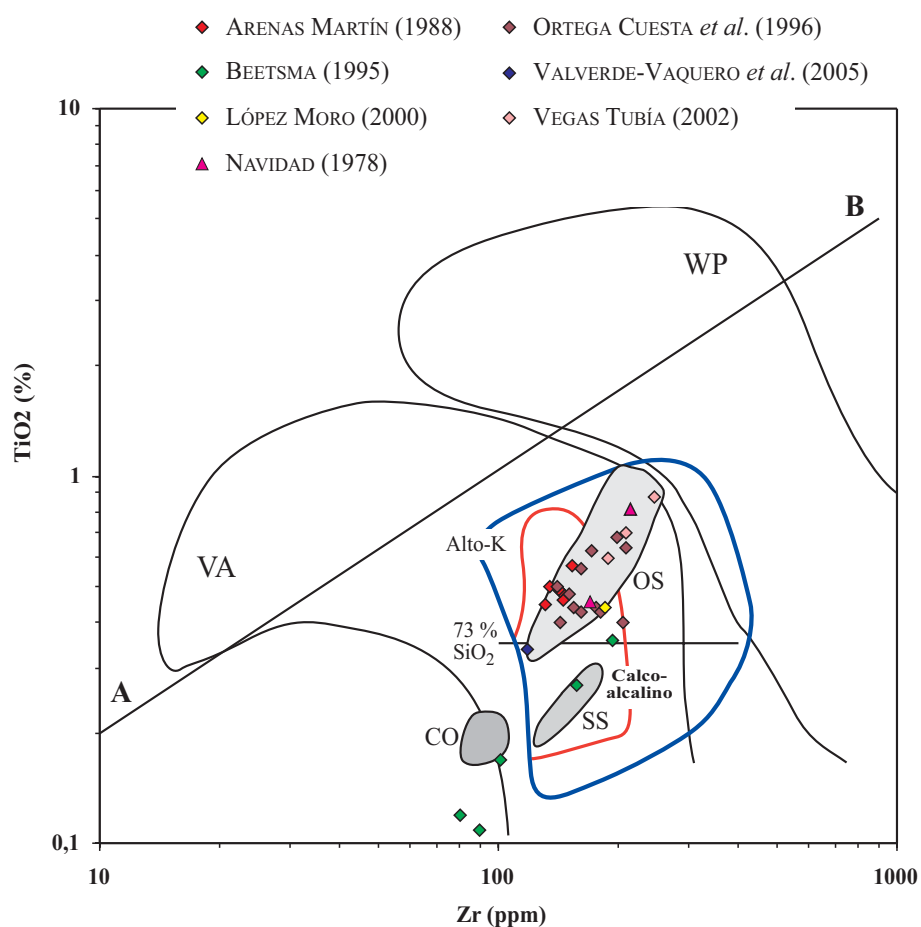


Figura 8.34: Diagrama binario Zr vs. TiO₂, en el que se han representado los campos de materiales de arco volcánico (VA) y de materiales intraplaca (WP) (PEARCE, 1980). Las campos delimitados en el gráfico han sido tomados de LEAT *et al.* (1986). Las áreas sombreadas corresponden a los campos definidos por los materiales estudiados (OS = Formación “Ollo de Sapo”; SS = Ortogneis de San Sebastián; CO = Ortogneis de Covelo; Calcoalcalino = serie calcoalcalina; Alto-K = serie calcoalcalina rica en K). La recta A-B representa la línea divisoria de los campos, por encima de la cual se sitúan las rocas básicas. La recta de 73% SiO₂ nos divide el campo de las rocas de carácter ácido, por debajo de la cual se sitúan aquellas rocas con un contenido mayor de 73% SiO₂, en general este tipo de rocas tienen unos contenidos en TiO₂ inferiores a 0,35%.