

COMENTARIOS SOBRE LA GENESIS DE LOS YACIMIENTOS DEL CINTURON ESTANNIFERO BOLIVIANO

CHRISTOPHER HALLS
ALBRECHT SCHNEIDER

Department of Geology, Division of Mining Geology,
Royal School of Mines, Imperial College of Science and Technology,
Prince Consort Road, London SW7 2BP, England

RESUMEN

Los depósitos de estaño del mundo están ubicados en diferentes ambientes geotectónicos y asociados a series de rocas ígneas con características químicas y petrológicas específicas. En la Provincia Estannífera Boliviana, la mineralización está asociada a procesos magmáticos de carácter tanto intrusivo como eruptivo. Los depósitos de estaño de los Andes, en Bolivia, se encuentran ubicados a lo largo de una franja bien definida, de alrededor de 1.000 km de largo, coincidente con la flexura de la Cordillera Oriental. Esta franja define una provincia metalogénica compleja, en la cual tuvieron lugar importantes eventos estannígenos, durante el Triásico y el Mioceno. La parte norte se caracteriza por un ambiente de rocas plutónicas y la mineralización tiene edad triásica, emplazada en la cúpula de sistemas hidrotermales de tipo "greisen", con mineralización penetrativa. También se presenta en sistemas de vetas bandeadas, emplazadas dentro de y en el contacto entre los plutones con las rocas de caja. El segundo episodio estannígeno coincide con el desarrollo, durante el Mioceno, de un magmatismo de tras-arco, en la Cordillera Oriental, al este del arco magmático principal de la Cordillera Occidental. Magmas peraluminosos hicieron erupción desde cámaras magmáticas de escasa profundidad, formando grandes calderas resurgentes y campos volcánicos compuestos, que incluían domos y stocks, que fueron lugares de importante mineralización. Brechas mineralizadas y sistemas de vetas polimetálicas enriquecidas en Sn, Ag, Zn, Bi, W, As, Sb fueron sobreimpuestas a la mineralización de tipo "pórfido estannífero" generando una rica mineralización con la complejidad característica de estos depósitos subvolcánicos. No se conoce el origen de los metales, pero se puede postular que fueron aportados, probablemente, por la corteza continental, enriquecida durante eventos de reciclaje cortical y por un manto superior enriquecido en Sn, el cual proveyó la energía térmica para iniciar la fusión anatética de la corteza inferior en un ambiente intracontinental.

Palabras claves: Yacimientos de estaño, Ambiente tectónico, Magmatismo, Geocronología, Geoquímica, Isótopos, Intrusivos vs. extrusivos, Cordillera Oriental, Bolivia.

ABSTRACT

Tin deposits are known to be associated with a chemically and petrologically distinct suite of igneous rocks within certain geotectonic settings. In the Bolivian Tin Province, tin mineralization is associated with magmatic processes which have taken place in the intrusive but also in the eruptive environment. The tin deposits of the Bolivian Andes lie along an arcuate belt some 1,000 km in length coinciding with the arcuate flexure in the Eastern Cordillera. It is a complex metallogenic feature in which important stannogenic events occurred during the Triassic and the Miocene. In the plutonic environment, in the northern section of the belt of Triassic age, hydrothermal structures are typical pervasively mineralized greisen cupolas and sheeted greisen vein systems occurring within and at the igneous contacts. The second stannogenic episode coincided with a back-arc Miocene magmatism in the Eastern Cordillera, east of the main Western Cordillera. Peraluminous magmas erupted from large, high-level magma chambers forming large resurgent calderas, composite volcanic fields, domes and stocks which were the site of important mineralization. Mineralized breccias and rich, polymetallic vein systems containing Sn, Ag, Pb, Zn, Bi, W, As, and Sb were superimposed on the pervasively altered stocks (the tin porphyries) to create the paragenetic variety and richness characteristic of these subvolcanic deposits. The metals were possibly provided by the continental crust, enriched during multiple events of crustal recycling and by a Sn-rich upper mantle, which supplied the thermal energy to initiate anatexis within the region of the lower crust in the intracontinental environment.

Key words: Tin deposits, Tectonic setting, Magmatism, Geochronology, Geochemistry, Isotopes, Intrusives vs. extrusives, Eastern Cordillera, Bolivia.

INTRODUCCION

Las provincias estanníferas del Fanerozoico se presentan en diferentes regiones tectónicas de la Tierra (Taylor, 1979). Sin embargo, a pesar de las diferencias estructurales obvias, que se pueden reconocer, los yacimientos de estaño tienden a estar ligados genéticamente a rocas ígneas con características químicas y mineralógicas similares.

La mayoría de los yacimientos estanníferos en el mundo están asociados a rocas graníticas (Taylor, 1979; Plimer, 1987), caracterizadas por una etapa avanzada de diferenciación. Los yacimientos asociados a ambientes volcánicos y subvolcánicos han sido poco estudiados y los procesos de enriquecimiento y de deposición de los metales no se han investigado cabalmente para este tipo de yacimiento. Uno de los lugares característicos en el mundo para los yacimientos de estaño en rocas volcánicas y subvolcánicas es la parte sur del Cinturón Estannífero Boliviano, localizado en el tras-arco de la Cadena Andina, que es uno de los productores más importantes de estaño, con un total de 22 minas en operación, distribuidas a largo de la Cordillera Oriental, Bolivia; en consecuencia, ofrece una incomparable oportunidad para el estudio de los factores que gobiernan la génesis de los yacimientos de estaño.

En el presente trabajo se discute la génesis de estos yacimientos, en Bolivia, sobre la base de antecedentes bibliográficos como también en aquellos aportados directamente por uno de los autores (Schneider, 1985). Los antecedentes analíticos se entregan en los Apéndices 1 y 2.

ASPECTOS GENERALES DE LOS YACIMIENTOS ESTANNIFEROS

Los yacimientos de estaño en el mundo se encuentran ubicados en distintos ambientes geotectónicos (Taylor, 1979), estos son, arcos inferiores a márgenes continentales activos, regiones de magmatismo anorogénico, asociado a "rifts" continentales y zonas de fallas transcurrentes, asociadas a diferentes situaciones orogénicas. La composición química y la mineralización de los granitoides vinculados con estos yacimientos hace suponer que ellos tienen un importante componente cortical, que los distingue de otros granitoides calcoalcalinos con mineralización cuprífera, los que tendrían, a diferencia de aquéllos, una mayor in-

fluencia del manto.

Las provincias del estaño se pueden clasificar, de acuerdo con el ambiente geotectónico en el cual se generan los magmas a los que el estaño se encuentra asociado. Entre éstos se pueden diferenciar:

- a. Zonas de magmatismo granítico, relacionado a subducción, localizado en segmentos restringidos de las cadenas orogénicas en los márgenes continentales. Un ejemplo es la Provincia Estannífera Boliviana, formada durante el ciclo tectónico andino, y la Provincia del Sureste de Asia (Thailandia, Malasia e Indonesia) (Mitchell y Beckinsale, 1982; Taylor, 1979; Cobbing *et al.*, 1986).
- b. Zonas de magmatismo granítico entre dos placas o márgenes de placas, generados en áreas de plegamiento profundo. Tal es el caso de los granitos que contienen estaño, ampliamente distribuidos en las cadenas hercínicas de Europa nor-central y occidental, en el norte de África y en el noreste de los Apalaches (Badham y Halls, 1975; Arthaud y Matte, 1977; Strong, 1980).
- c. Zonas de magmatismo granítico de intraplacas, producido por "plumes" en zonas de rifts continentales, como son las provincias estanníferas del oeste y suroeste de África y, posiblemente también, los yacimientos de estaño de Brasil (Cordani *et al.*, 1968; Klosterman, 1967, 1969; Priem *et al.*, 1971; Sillitoe, 1974).

Las características comunes más importantes de las provincias estanníferas son:

- a. Su carácter ensiático y su distribución en áreas con un basamento generalmente precámbrico.
- b. Las rocas huéspedes, a las cuales los yacimientos de estaño están genéticamente ligadas, son invariablemente rocas plutónicas o sus equivalentes extrusivos, altamente diferenciadas (monzodioritas cuarcíferas, adamelitas y otras).
- c. El emplazamiento de los cuerpos graníticos está relacionado con fracturas profundas, que probablemente cortan la litósfera continental, hasta el manto superior.
- d. Gran parte de los depósitos de estaño fanerozoicos, corresponden a sistemas hidrotermales ligados a complejos volcánicos y subvolcánicos o a las zonas apicales de cuerpos batolíticos.

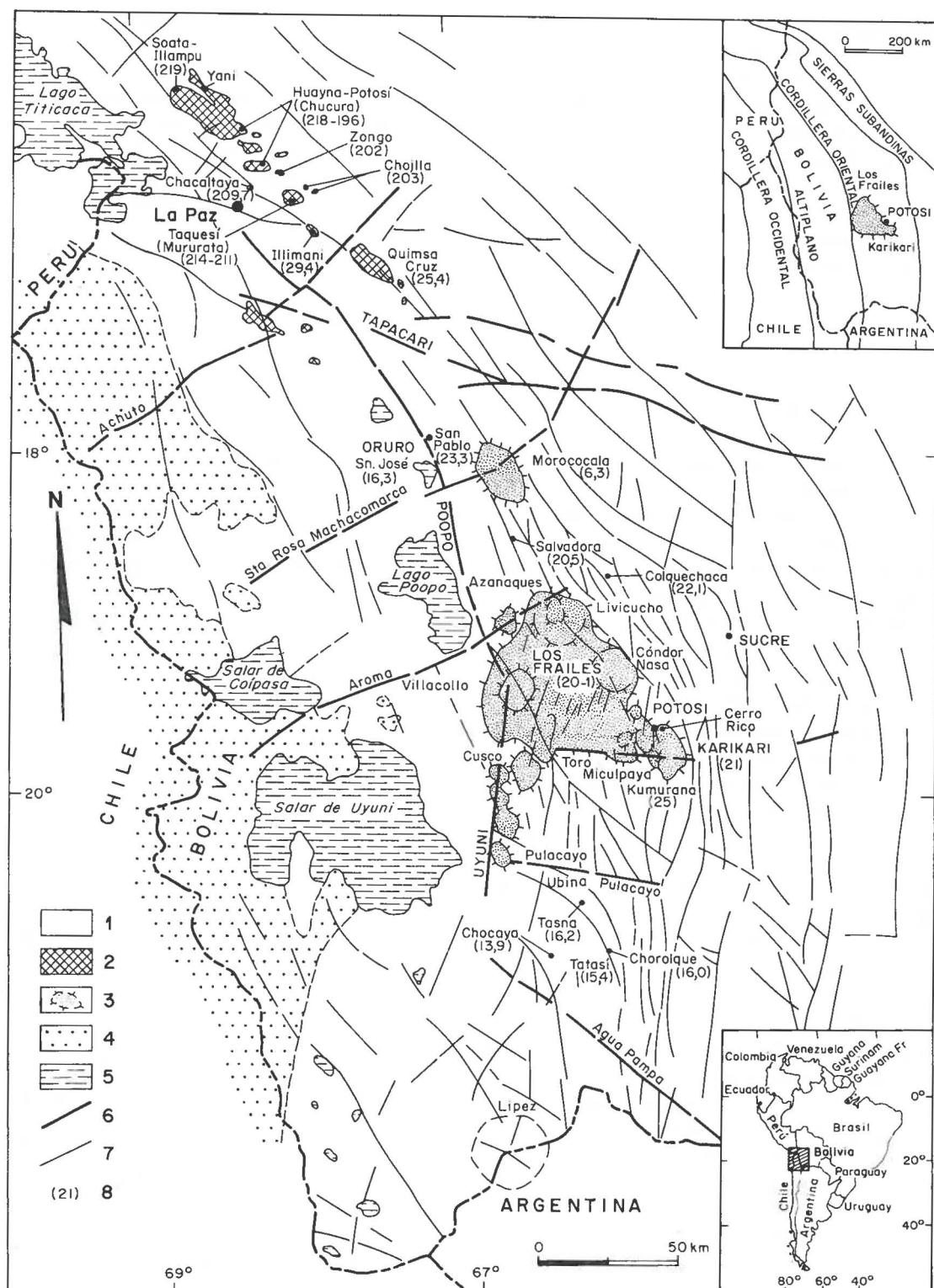


FIG. 1. La Franja Estannífera Boliviana de la Cordillera Oriental, su ambiente tectónico y magmático (según Claure y Minaya, 1979; Schneider, 1985); y sus edades (Grant *et al.*, 1979; McBride *et al.*, 1983; Schneider, 1985). 1. Basamento paleozoico-mesozoico de la Cordillera Oriental; 2. Complejos intrusivos; 3. Campos volcánicos compuestos y centros eruptivos; 4. Stocks subvolcánicos y domos aislados; 5. Lagos y salares; 6. Lineamientos mayores y fallas; 7. Lineamientos y fallas; 8. Edad en Ma.

cos, emplazados en niveles elevados de la corteza (< 5 km de profundidad).

- e. En muchos casos, las rocas intrusivas corresponden a granitos de dos micas, con biotita como mineral máfico dominante, encontrándose en variedades peraluminosas, granate, corindón y ortopiroxeno como fases mineralógicas comunes.

Desde el punto de vista geoquímico, son granitos que muestran un enriquecimiento característi-

co en una serie de elementos como son: litio, boro, flúor, rubidio, berilio, uranio, estaño, wolframio, fósforo, niobio, bismuto, plata, cesio y también en ciertas tierras raras. Las razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tienden a ser elevadas, con valores entre 0,707 y 0,716, a diferencia de los pórfidos cupríferos, que tienen granitoides asociados de composición más intermedia y con razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ generalmente más bajas.

LA FRANJA ESTANNIFERA BOLIVIANA

La distribución de las franjas metalogénicas de los Andes Centrales, está relacionada con la configuración morfoestructural de este segmento. Este sector se divide en Cordillera Occidental y Cordillera Oriental, separadas por una cuenca intermontana denominada Altiplano. Los depósitos estanníferos de los Andes de Bolivia se distribuyen a lo largo de una franja de aproximadamente 1.000 km de longitud, ubicada en un segmento restringido de la Cordillera Oriental, que se extiende desde el sur de Perú y Bolivia hasta el noroeste argentino, coincidiendo con la flexura de los Andes Centrales al interior de Arica (Fig. 1). Dicho segmento representa una provincia metalogénica que contrasta, desde el punto de vista de la mineralización asociada, con las franjas metalogénicas ubicadas hacia el oeste en la zona altiplánica y en la Cordillera Occidental (Fig. 1). La evolución geológica de estas franjas metalogénicas ha sido descrita por diversos autores (Stoll, 1964, 1965; James, 1971; Turneaux, 1971; Sillitoe, 1976; Clark *et al.*, 1976). Grant *et al.* (1979); McBride, *et al.* (1977); Sillitoe (1981) y Kontak *et al.* (1984) consideraron que la Franja Estannífera de Bolivia presenta una situación particular. Ella se debe a una constitución morfotectónica específica en este segmento de los Andes Centrales y a su estructura cortical suprayacente. Además, a la sobreimposición de eventos magmáticos y metalogénicos similares, restringidos a este segmento, en distintas épocas geológicas, durante el Permo-Triásico y el Mioceno-Plioceno.

La Cordillera Oriental, donde se desarrolló el magmatismo de la Franja Estannífera Boliviana, está formada por una secuencia plegada de rocas sedimentarias clásticas marinas del Paleozoico inferior, depositadas en una cuenca pericratónica de

sustrato precámbrico, que se desarrolló entre el macizo de Arequipa y los terrenos emergidos del escudo brasileño (Megard *et al.*, 1971).

Dos eventos estannogénicos principales, dieron origen al Cinturón Estannífero de Bolivia, el más antiguo de edad triásica, preferentemente ubicado en el segmento norte de la franja estannífera, y uno más joven, de edad miocena, en el segmento sur de ella (Fig. 2).

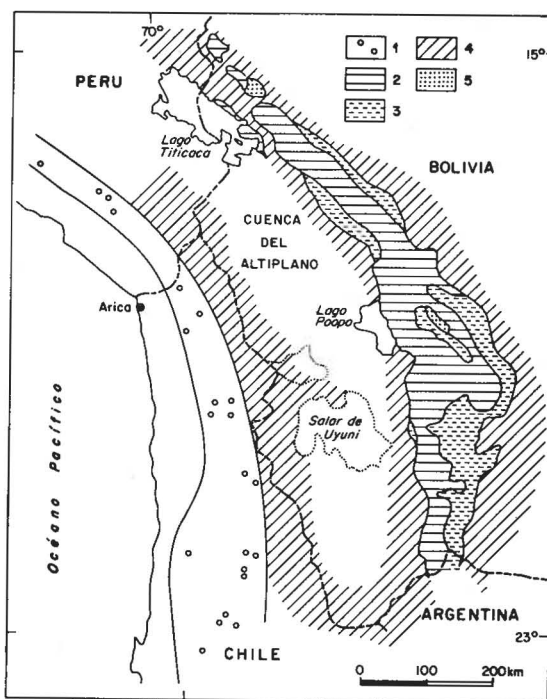


FIG. 2. Provincias metalogénicas de los Andes Centrales en Bolivia. 1. Franja de pórfidos cupríferos; 2. Franja estannífera (con W, Bi, Ag, Zn y Pb); 3. Zona de antimonio; 4. Zona de plomo-cinc-plata; 5. Zona de oro.

SEGMENTO NORTE DEL CINTURON ESTANNIFERO (PERMO-TRIASICO)

Esta parte del Cinturón Estannífero Boliviano se ubica en lo que se denomina Cordillera Real, cuyas elevaciones alcanzan a más de 6.000 m y son considerablemente mayores que las del segmento sur. Aquí la mineralización está relacionada con rocas plutónicas. Los depósitos de estaño y tungsteno se ubican en las zonas apicales y en apófisis de estos cuerpos graníticos.

Los complejos intrusivos incluidos en este segmento son, de norte a sur: Yani, Sorata-Illampu, Huayna-Potosí, Zongo, Murarata-Taquesí, Illimani y Quimsa Cruz (Fig. 2). Determinaciones radiométricas K-Ar de las rocas graníticas y de las zonas mineralizadas asociadas indican una edad triásico-jurásica inferior (220-197 Ma) (McBride *et al.*, 1983), excepto para los plutones más meridionales de este segmento (Illimani, Quimsa Cruz) con edades del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (28-24 Ma) (Grant *et al.*, 1979; Schneider, 1985) (Tabla 1; Fig. 2).

Las áreas con alteración hidrotermal corresponden a "greisens" con mineralización penetrativa y en sistemas de vetas bandeadas, desarrolladas en los intrusivos y en los contactos con las rocas de caja (Clark y Robertson, 1978).

Localmente, se encuentran brechas hidrotermales intrusivas con matriz de turmalina, y es frecuente observar turmalinización penetrativa en las rocas de caja paleozoicas. Las evidencias geológicas y la composición isotópica del azufre de la mina Chojlla (Fig. 3), sugiere que los depósitos de la zona batolítica del norte se formaron por fluidos de origen magmático durante la consolidación de magmas graníticos, que fueron emplazados por un mecanismo de "pulsación hidrotermal autógena", cuando los magmas saturados cristalizaron en profundidad. La alteración de textura tipo "greisen" sugiere que el sistema se desarrolló a bajas presiones, de magnitud litostática y que la mezcla con aguas meteóricas no fue significativa.

En este sentido la subprovincia norte muestra gran similitud con los sectores de Cornubia y Erzgebirge, en la cadena hercínica de Europa Central.

SEGMENTO SUR DEL CINTURON ESTANNIFERO (TERCIARIO SUPERIOR)

Geográficamente, la subprovincia miocena se

sobreimpone, en su extremo norte (Quimsa Cruz, Illimani), a la subprovincia triásica, extendiéndose desde el sur de Perú hacia el noroeste argentino (Fig. 1). En esta región la Cordillera Oriental presenta un relieve dividido por depresiones intermontanas, dentro de las cuales se encuentran pequeños stocks aislados, diques o complejos eruptivos mayores. El nivel de exposición de los complejos mineralizados del episodio mioceno, permite observar, en general, rocas subvolcánicas, excepto en la parte central de la franja, donde la erosión es más profunda (plutones Quimsa Cruz a Illimani). Investigaciones recientes han demostrado que el macizo de Karikari, adyacente a Potosí, tradicionalmente considerado como un cuerpo batolítico, es, de hecho, una gran caldera resurgente (Fig. 4) (Francis *et al.*, 1981; Schneider, 1985).

El segundo episodio estannífero importante en el ciclo andino coincidió con la existencia de una actividad eruptiva de tras-arco durante el Mioceno.

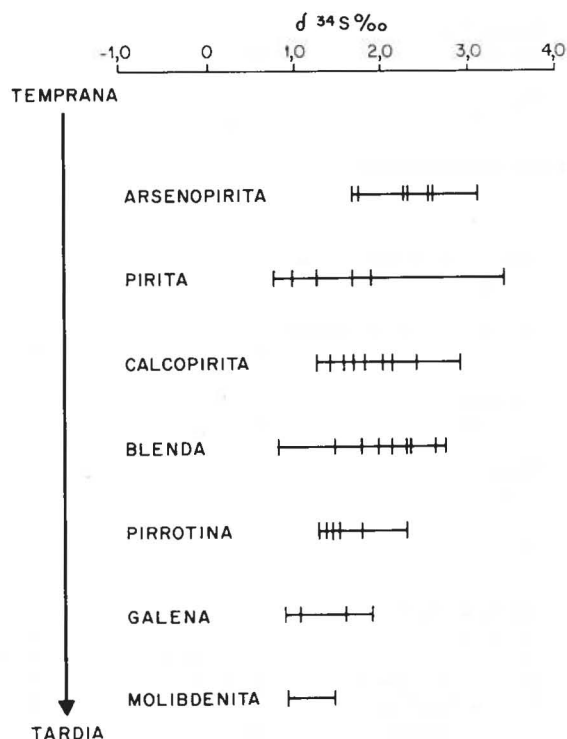


FIG. 3. Análisis de isótopos de azufre de la mina Chojlla, un yacimiento vetiforme de Sn-W, sector norte de la Faja Estannífera Boliviana. Los resultados indican la naturaleza magmática del azufre en los fluidos mineralizadores. (El número de barras corresponde al total de los análisis) (según Harwood, 1983).

TABLA 1. EDADES RADIOMETRICAS K-Ar DE ROCAS IGNEAS DEL CINTURON ESTANNIFERO BOLIVIANO Y DE LAS ZONAS MINERALIZADAS ASOCIADAS*

Muestra No.	Tipo de Roca	Material Analizado	% K	⁴⁰ Ar rad. ni/g (STP)	% ⁴⁰ Ar Atm.	Edad y Error Ma (2 σ)
Illampu						
1. CR339	Granodiorita	Biotita	6,728	61,07	1,5	219,2 $\pm$ 6,7
2. CR337	Granodiorita	Biotita	7,025	58,36	2,0	201,6 $\pm$ 6,2
Huayna (Chucura)						
3. CR351	Granodiorita	Biotita	7,665	69,13	2,7	217,9 $\pm$ 6,6
4. CR355	Granito	Muscovita	8,588	76,28	9,5	214,8 $\pm$ 6,6
		Biotita	6,773	54,67	4,7	196,2 $\pm$ 5,7
Chacaltaya						
5. CR23-M	Zona de alteración	Muscovita	8,599	74,45	1,9	209,7 $\pm$ 6,4
Chojlla Mine						
6. CR68A-M	Aplita	Muscovita	8,908	74,60	4,7	203,2 $\pm$ 6,2
Taqesí						
7. CR161	Granito	Biotita	7,161	62,42	1,7	211,0 $\pm$ 6,8
Illimani						
8. CR170	Granodiorita	Biotita	7,221	8,057	62,8	29,4 $\pm$ 1,1
Quimsa Cruz						
9. CR254	Granodiorita	Biotita	6,631	6,730	28,4	25,4 $\pm$ 0,8
Oruro						
10. CR199	Riodacita	Biotita	6,517	4,168	17,1	16,3 $\pm$ 0,5
San Pablo-Morococala						
11. NG1	Dacita (ignimbrita)	Biotita	7,16	1,75	35,0	6,3 $\pm$ 0,11
12. NG31		(Sanidina)	10,98	10,02	14,0	23,3 $\pm$ 0,40
Llallagua, Stock Salvador						
13. NG487	Latita de cuarzo	Biotita	5,73	4,85	36,0	21,6 $\pm$ 0,38
Complejo Volcánico Chocaya						
14. NG134	Riodacita, lava	Biotita	7,36	3,98	31,0	13,9 $\pm$ 0,22
Choroique						
15. NG123	Riodacita	Roca total	4,34	2,71	22,0	16,0 $\pm$ 0,27
Tatasí						
16. NG283	Riodacita, lava		7,73	4,64	29,0	15,4 $\pm$ 0,31
Tasna						
17. NG281	Dique alterado	Roca total	1,94	1,23	51,0	16,2 $\pm$ 0,31
Los Frailes-Karikari						
18. Pot-18	Veta Bolívar	Alunita	8,00	3,927	58,0	12,59 $\pm$ 0,57
19. Fr-1	Granito de Azanaques	Biotita	7,19	5,889	43,9	20,96 $\pm$ 0,71
20. Fr-7 (riolita rica en K)	Ignimbrita	Biotita	7,45	1,018	71,1	3,51 $\pm$ 0,39
21. Fr-14 (toscanita)	Domo	Biotita	6,91	3,105	52,1	11,51 $\pm$ 0,42
22. Fr-22 (toscanita)	Ignimbrita	Biotita	7,18	1,453	70,3	5,20 $\pm$ 0,28
23. KK-11-79	Granodiorita	Biotita	5,74	5,670	50,8	25,25 $\pm$ 0,90
24. As-56 (toscanita)	Ignimbrita	Biotita	7,10	5,905	24,5	21,28 $\pm$ 0,63

* Muestras 1-10: McBride *et al.*, 1983; 11-17: Grant *et al.*, 1979; 18-24: Schneider, 1985.



FIG. 4. Imagen Landsat del centro eruptivo Karikari en la región de Potosí, Franja Estannífera del sur de Bolivia. El cuerpo levantado, de forma ovalada, señalado con línea segmentada, es el domo resurgente (30 km de norte a sur; 12 km de este a oeste), que ahora es representado como la Cordillera Karikari. La depresión está rellena por morrena aluvial y rocas sedimentarias volcanoclásticas, depositadas durante la evolución de la Caldera Karikari. El Domo Cerro Rico (a), que alberga a los famosos depósitos de Sn-Ag, está ubicado a lo largo de la estructura anular principal (b) del margen occidental de la caldera, al lado del cual se ubica también la ciudad de Potosí (c).

TABLA 2. ANALISIS QUIMICOS PROMEDIOS DE LAS ROCAS EFUSICAS E INTRUSIVAS DE LOS FRAILES Y KARIKARI*

Muestra	1**	2**	3**	4**	5**
SiO ₂	63,42	61,74	58,70	72,20	68,91
TiO ₂	0,56	0,91	1,17	0,61	0,47
Al ₂ O ₃	18,25	15,66	18,22	13,57	16,19
Fe ₂ O ₃	3,86	5,86	7,93	2,30	2,44
MnO	0,06	0,09	0,11	0,02	0,05
MgO	0,91	2,58	2,67	0,63	0,87
CaO	3,63	3,73	3,40	1,75	2,04
Na ₂ O	2,84	2,90	2,03	3,00	3,05
K ₂ O	4,73	4,86	3,81	4,43	4,52
P ₂ O ₅	0,23	0,39	0,30	0,20	0,19
LO ₁	0,88	0,74	2,23	0,96	-
F	-	-	0,06	-	0,07
Total	99,42	99,46	100,68	99,67	99,80
Li (ppm)	63,00	44,00	56,00	70,00	85,00
Be	3,70	3,80	2,90	3,90	5,50
V	44,00	95,00	142,00	52,00	29,00
Cr	14,00	38,00	73,00	0,00	8,00
Co	12,30	19,90	28,00	9,90	8,60
Ni	5,00	9,00	13,00	1,00	2,00
Cu	5,50	4,00	17,70	3,60	3,10
Zn	54,00	220,00	99,00	73,00	53,00
Rb	216,00	204,00	182,00	231,00	278,00
Sr	561,00	768,00	441,00	404,00	211,00
Y	35,00	35,00	79,00	11,00	16,00
Zr	281,00	246,00	300,00	184,00	148,00
Nb	38,00	66,00	39,00	18,00	13,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cd	0,00	0,80	0,00	0,88	0,00
Sn	14,00	40,00	17,00	4,00	2,00
Ba	985,00	363,00	1.152,00	847,00	474,00
Hf	9,01	7,50	7,39	4,93	4,64
Ta	5,03	4,40	0,00	0,00	1,49
W	64,10	76,60	0,00	8,72	25,82
Pb	52,00	53,00	44,00	53,00	54,00
Th	20,12	12,72	2,09	11,14	12,47
U	4,85	5,89	3,90	4,67	5,26
La	94,43	93,93	72,48	50,88	34,11
Ce	183,48	163,79	140,93	97,94	78,58
Nd	64,36	59,86	52,01	95,58	26,03
Sm	11,67	10,50	9,93	7,03	5,20
Eu	2,65	2,18	1,88	1,37	0,92
Gd	7,90	7,20	10,50	5,69	4,89
Tb	1,00	0,90	1,31	0,00	0,51
Ho	2,21	2,59	2,76	0,45	1,26
Tm	-	0,00	0,00	0,00	-
Yb	2,33	2,83	5,42	0,25	0,76
Lu	0,32	0,40	0,87	0,08	0,10

* Parte sur de la Franja Estannífera de Bolivia (según Schneider, 1985).

** Los números de muestras corresponden a: 1. Dacitas ricas en K (toscanitas) de Karikari; 2. Granodiorita de Kumurana; 3. Andesitas de Karikari, ricas en K; 4. Riolitas de Los Frailes, ricas en K; 5. Granito de Azanaques.

no. Determinaciones radiométricas K-Ar (McBride *et al.*, 1983; Grant *et al.*, 1979; Schneider, 1985) (Tabla 1; Fig. 1) han demostrado que la edad de la actividad eruptiva y de la mineralización, en esta parte de la provincia estannífera, es miocena inferior (24-15 Ma), con edades ligeramente más jóvenes hacia el sur (Mioceno Medio).

El magmatismo mioceno habría caracterizado erupciones muy voluminosas de ignimbritas, desde calderas de grandes dimensiones, las cuales corresponden a la expresión superficial de un gran volumen de magmas graníticos emplazados al interior de una engrosada corteza andina. Extensos campos volcánicos se formaron especialmente en zonas estructuralmente favorables de la flexura de Arica. El mejor ejemplo de estos campos volcánicos lo constituyen la Meseta de Los Frailes-Morococala y el macizo adyacente de Karikari, que cubre un área de alrededor de 10.000 km² (Fig. 1).

Las rocas volcánicas miocenas, con las cuales se relaciona genéticamente la mineralización de estaño, son rocas de tendencia alcalina cuya composición varía desde dacita con alto contenido en K-toscanita (Mackenzie y Chappel, 1972, 1979) a riolitas ricas en potasio (Tabla 2; Figs. 5, 6, 7). Las rocas son, en general, peraluminosas con una mineralogía de granate, corindón, biotita e ilmenita, entre otros, y están enriquecidas en Li, Be, Rb y P. Se cree que estos enriquecimientos son una característica primaria de los magmas de la franja estannífera, marcándolos como sistemas productores de estaño.

Los modelos geoquímicos de tierras raras sugieren que estos magmas experimentaron un fraccionamiento de sus fases máficas y peraluminosas. Por otra parte, al igual que otros magmas emplazados en zonas intracontinentales, se encuentran enriquecidos en elementos HFS (High Field Strength) (ver Apéndice 1), como Nb, Zr, mostrando un progresivo enriquecimiento de estos elementos de oeste a este (Fig. 8a), aparentemente independiente de procesos de diferenciación (Fig. 8b).

Los pórfidos subvolcánicos asociados al estaño se habrían formado por pequeños pulsos de magmas peraluminosos que habrían ascendido formando domos monogenéticos, en lapsos entre los distintos flujos ignimbriticos, precediendo al clí-

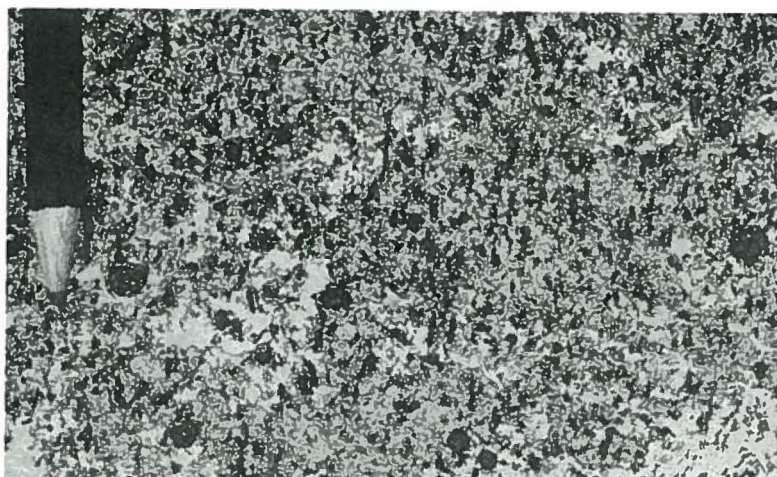


FIG. 5. Ignimbrita Karikari; una toba de relleno de caldera rica en fenocristales densamente soldados, que contiene granate.

FIG. 6. Sección delgada de la Ignimbrita Karikari. Biotitas y feldespatos en una matriz vítrea, pobremente recrystalizada con clara textura fluidal (2,5 x 40, Nícoles paralelos).

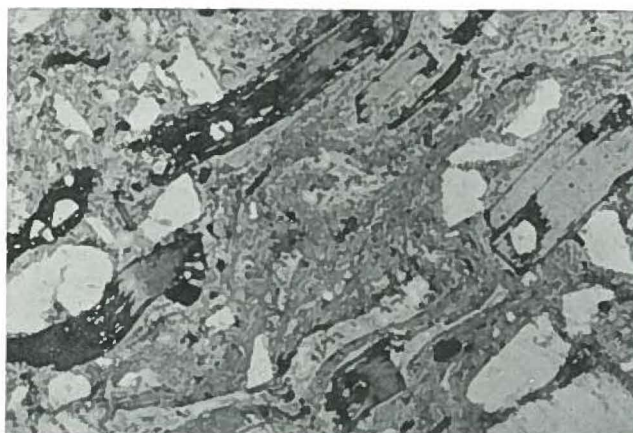


TABLA 3. COMPOSICION ISOTOPICA DE Sr EN ROCAS INTRUSIVAS Y ERUPTIVAS DEL CAMPO VOLCANICO DE LOS FRAILES-KARIKARI*

Tipo de Roca	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Razón Inicial	STD	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr
Granito de Azanaques	0,71648	0,00007	278	211	1,317
Granodiorita de Kumurana	0,70726	0,00007	204	768	0,265
Dacitas ricas en K (toscanitas) de Karikari	0,70971	0,00006	230	445	0,517
Dacitas ricas en K (toscanitas) de Karikari	0,71124	0,00007	222	482	0,461
Dacitas ricas en K (toscanitas) de Karikari	0,71050	0,00008	275	423	0,650
Andesita de Karikari, ricas en K	0,71170	0,00009	182	441	0,412
Dacita rica en K (toscanita) de Tollochij	0,70713	0,00009	271	990	0,274
Riolita de Los Frailes, rica en K	0,71227	0,00007	240	456	0,526

* Parte sur de la Franja Estannífera Boliviana (según Schneider, 1985).

max de cada erupción. Algunos de estos cuerpos (San José de Oruro, San Pablo, Salvadora-Llallagua, Cerro Rico y Chorolque) presentan mineralización diseminada y alteración hidrotermal de impregnación, lo que ha llevado a designarlos como

"pórfidos de estaño" (Sillitoe *et al.*, 1975; Grant *et al.*, 1980). Brechas mineralizadas y sistemas de vetas polimetálicas, enriquecidas en estaño, plata, cinc, bismuto, tungsteno y antimonio, se encuentran sobreimpuestas a los pórfidos mineralizados,

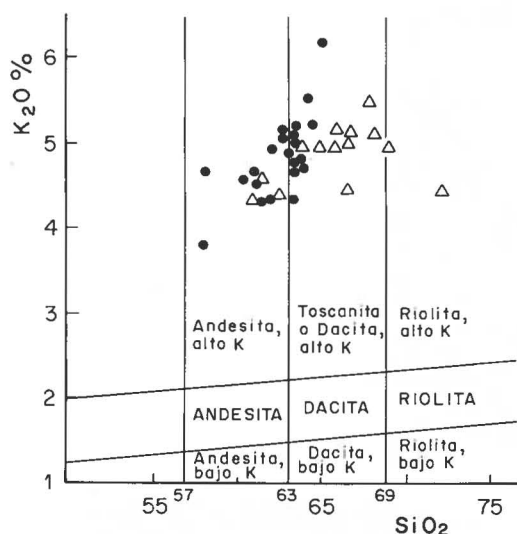


FIG. 7. Diagrama SiO_2 versus K_2O para rocas eruptivas de la parte sur de la Franja Estannífera Boliviana. Clasificación según Ewart, 1979 y según Mackenzie y Chappel, 1972, los cuales propusieron el término toscanita, para rocas eruptivas con muy alto contenido en K y un valor de SiO_2 entre 63-69 % peso. En la figura, los puntos representan rocas eruptivas de Cordillera Karikari; los triángulos, rocas eruptivas de Cordillera de Los Frailes. (Análisis según Schneider, 1985.)

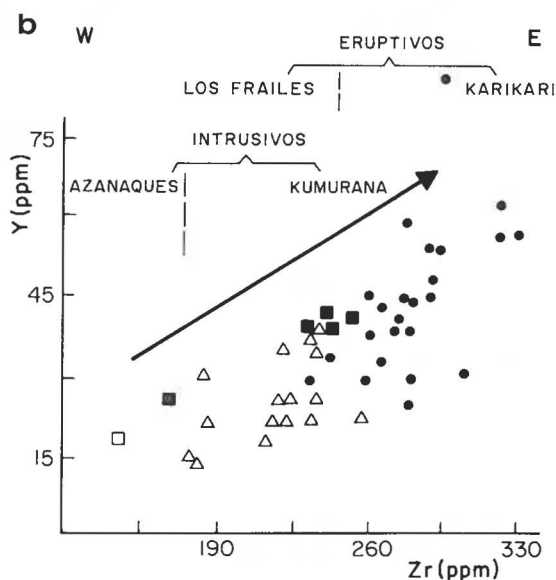
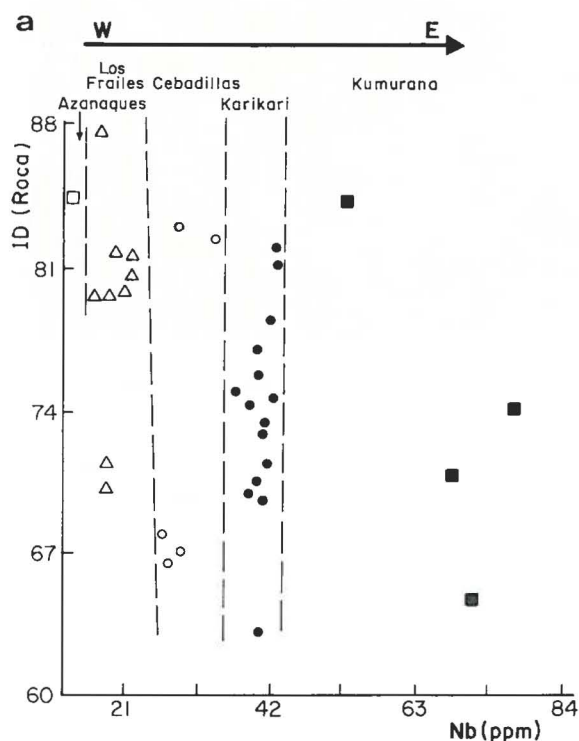


FIG. 8. **a.** Diagrama Nb versus Índice de diferenciación (ID), para las rocas eruptivas e intrusivas de la región de Los Frailes-Karikari. Los Frailes-Cebadillas-Karikari representan tres etapas eruptivas distintas de diferentes cámaras magmáticas. Azanaques y Kumurana representan a las rocas intrusivas. Se nota un aumento en Nb de oeste a este; desde el arco magmático principal hacia el ambiente intracontinental; independiente de la evolución magmática de cada cámara magmática en particular (según Schneider, 1985). **b.** Diagrama Y versus Zr de las rocas eruptivas e intrusivas de la región de Los Frailes-Karikari, mostrando el incremento en elementos "HFS" desde el sector del Altiplano en el oeste (cerca del arco magmático principal) hacia el este (ambiente intracontinental) (según Schneider, 1985). Cuadrados vacíos: Granito de Azanaques; Cuadrados llenos: Granodiorita de Kumurana; Triángulos vacíos: Ignimbritas de Los Frailes; Círculos vacíos: Ignimbritas de Cebadillas; Círculos llenos: Ignimbritas de Karikari.

TABLA 4A. COMPOSICION DEL PLOMO EN SULFUROS, SULFOSALES, FELDESPATOS Y ROCA TOTAL*

Muestra No.	Mineral	206/204	207/204	208/204	Localidad o Sector de la Mina
Mina Andacaba					
As-123	Semseyita	18,852	15,669	39,141	Karikari
Yacimientos Vetiformes Karikari					
As-99	Semseyita	18,833	15,681	39,154	Chaquirana
Cerro Rico de Potosí					
As-129	Galena	18,684	15,672	39,011	Veta Don Mauricio
Yacimientos Vetiformes Los Frailes (Zona Norte)					
As-19-83	Galena	18,290	15,645	38,377	Mina Challachi
Los Frailes (Zona Sur)					
As-12-83	Teallita	18,707	15,658	38,845	Mina Tihua
As-6a-83	Galena	19,002	15,756	39,454	Mina Tollochij
Cerro Rico de Potosí					
Pot-3a-79	Pirita	18,656	15,658	38,906	Veta Utne
Pot-5-79	Roca total	18,564	15,640	38,720	Domo Cerro Rico
Zona Los Frailes-Karikari					
Fr-13	Roca total	18,263	15,624	38,320	Tollochij-Los Frailes
KK-10-81	Roca total	18,888	15,691	39,176	Karikari
As-1-83	Plagioclasea	18,853	15,634	39,064	Karikari

* Según Schneider, 1985.

TABLA 4 B. COMPOSICION DEL PLOMO EN SULFUROS, SULFOSALES, FELDESPATOS Y ROCA TOTAL*

Localidad o Nombre de la Mina	No. de Análisis	206/204	207/204	208/204	Ubicación**
Tatasí	10	18,838	15,672	39,067	1
San Vicente	3	18,717	15,667	38,900	1
Oruro	9	18,568	15,655	38,858	1
Colquiri	2	18,721	15,668	38,917	1
Caracoles	5	18,745	15,683	39,005	2
Viloco	2	18,752	15,685	38,971	2
Bolívar	2	18,677	15,668	38,851	1
Animas	8	18,756	15,667	38,971	1

* Recalculado de Ferriday, I. (Ore lead isotopic composition in the Bolivian tin-tungsten province and their implications to petrogenesis and metalogenesis in the Central Andes. *Imperial College, Mining Geology, Internal Report*, 1980.).

** 1. Franja sur del Cinturón Estannífero Boliviano; 2. Franja norte del Cinturón Estannífero Boliviano.

creando así la variedad y riqueza paragenética, característica de los depósitos subvolcánicos de Bolivia (Grant *et al.*, 1980).

Por lo general, en sus niveles superiores, las vetas contienen una compleja asociación de plata, plomo, cinc, antimonio, estaño, arsénico y bismuto, restringida verticalmente, lo que las convierte en un buen ejemplo de "telescoping" hidrotermal y las coloca en la categoría xenotermal de Buddington (1985). Debido a esto, la mineralogía de la mena es muy compleja, sobre todo, aquella de las sul-

fosales. Esta consiste en casiterita, wolframita, arsenopirita, pirita, bismutina, bismuto nativo, pirrotina, calcopirita, blenda, galena, teallita, estannita, tetrahedrita, andorita, miargirita, franckeita, jamesonita, pirargirita, stibnita, semseyita, cilindrita y otros (Schneider, 1985) (ver Tabla 5).

Las características xenotermiales telescópicas y la disminución tipo porfídica de la mineralización pueden ser una consecuencia de los rápidos cambios de equilibrio dentro de los sistemas hidrotermales subvolcánicos, causados por fluctuaciones

**TABLA 5. MINERALES DE MENA COMUNES
EN LOS YACIENTOS DE Sn-W-Ag
(POLIMETALICOS) DE LA REGION POTOSI-
KARIKARI, BOLIVIA**

Casiterita	SnO ₂
Wolframita	(Fe, Mn) WO ₄
Pirita	FeS ₂
Marcasita	FeS ₂
Pirrotina	Fe _{1-x} S
Arsenopirita	FeAsS
Calcopirita	CuFeS ₂
Bornita	Cu ₅ FeS ₄
Covelina	CuS
Calcosina	Cu ₂ S
Estannita	Cu ₂ FeSnS ₄
Blenda	ZnS
Galena	PbS
Tetrahedrita-tenantita, solución sólida	(Cu, Ag, Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃ - (Cu, Ag, Fe) ₁₂ As ₄ S ₁₃
Wittichenita	Cu ₃ BiS ₃
Bismuthinita	Bi ₂ S ₃
Horobetsuita	(Bi, Sb) ₂ S ₃
Jamesonita	Pb ₄ FeSb ₆ S ₁₄
Cilindrita	Pb ₃ Sn ₄ Sb ₂ S ₁₄
Franqueita	Pb ₅ Sn ₃ Sb ₂ S ₁₃
Teallita	PbSbS ₂
Semseyita	Pb ₃ Sb ₈ S ₂₁
Andorita	PbAgSb ₃ S ₆ - Pb ₃ Ag ₂ Sb ₆ S ₁₃
Pirargirita	Ag ₃ SbS ₃
Matildita-miargirita s.s.	AgBiS ₂ - AgSbS ₂
Bismuto nativo	Bi
Plata nativa	Ag

abruptas, al aumentar la presión interna de los líquidos contenidos en la cámara magmática. Estos líquidos habrían roto la resistencia de las rocas sobreyacentes con lo cual se estima que la presión, en estos sistemas, fluctúa entre valores litostáticos aproximadamente similares a los hidrostáticos. La brechización y la formación de los stockworks habrían sido manifestaciones típicas de eventos explosivos descompresivos que habrían acompañado estas fluctuaciones. La descomposición y ebullición de las soluciones mineralizadoras, provenientes de niveles más profundos del magma que se consolida lentamente, habrían dado origen a la compleja secuencia paragenética encontrada en los niveles superiores de los sistemas de vetas tardías (Grant *et al.*, 1980; Sillitoe *et al.*, 1975).

El enriquecimiento de boro, común en sistemas con mineralización de estaño y una paragénesis rica en turmalina, producto de este enriquecimiento, es bien conocida en las rocas schorlíticas de Cornubia, parte de la cadena hercínica. En esta parte subvolcánica de la franja de estaño, la turmalina es un componente abundante, presente dentro de las asociaciones mineralógicas de alteración en los sistemas porfídicos y como componente principal de cuerpos de brechas hidrotermales intrusivas como lo es, por ejemplo, Chorolque (Grant *et al.*, 1980). Así una de las características principales en la evolución de estos sistemas es la generación de una hidrofracción enriquecida en silicatos de boro, que sirve como punto de partida para el líquido hidrotermal que contiene estaño.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las observaciones generales que se han hecho con respecto a la Franja Estannífera Boliviana demuestra que, aunque bien definida geográficamente, es cronológica y metalogénicamente compleja. La zonación mineralógica de la franja de estaño y de áreas adyacentes muestra que la Cordillera Oriental es, de hecho, una provincia de composición polimetálica en la cual la mineralización de antimonio (oro) y plomo-cinc-plata está sobrepuesta a la mineralización de estaño. Para hacer compatible la zonación metalogénica de los Andes Centrales y el proceso de subducción, Sillitoe (1972) sugirió que la génesis de las provincias metalogénicas, estaría relacionada con la liberación de distintos metales o asociaciones de metales, como pro-

ducto de la fusión parcial de la litósfera oceánica subductada, en niveles progresivamente más profundos.

El presente balance de evidencias sugiere, sin embargo, que los estilos contrastantes de magmatismo y metalogénesis en las Cordilleras Occidental y Oriental son el producto de una diferencia fundamental en la composición de las regiones corticales y subyacentes de estos elementos morfoestructurales. En la Cordillera Occidental el magmatismo está dominado por rocas típicamente calcoalcalinas (dioritas, tonalitas y granodioritas) con anfíbolos como mineral máfico principal. Por otra parte, estas rocas presentan composiciones isotópicas de plomo y estroncio bastante primitivas, lo

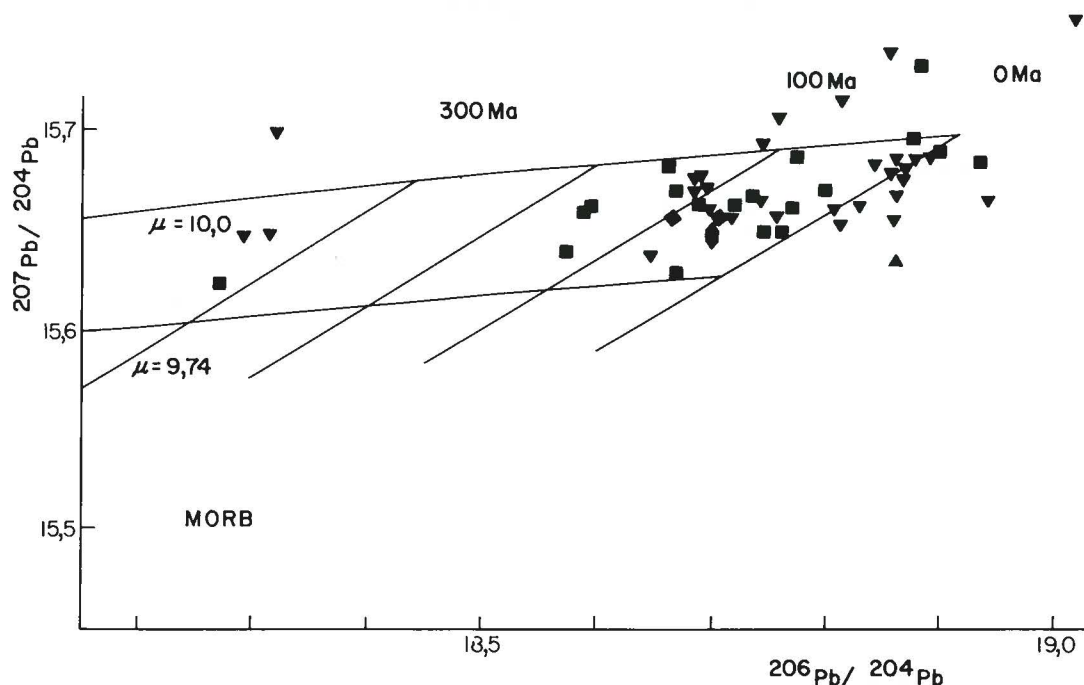


FIG. 9. Composición isotópica de $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$, proveniente de sulfuros, sulfosales, feldespatos y de roca total, de los sectores de Los Frailes y Karikari, indicando la naturaleza cortical del plomo y la presencia de plomo removilizado de eventos de mineralización más antiguos. La curva $\mu = 10,0$ representa la composición del plomo típico para la corteza superior; y $\mu = 9,74$, el promedio de la corteza, para el modelo evolutivo de Stacey y Kramers (1975). Todos los análisis representan yacimientos y rocas magmáticas del Terciario superior. Los resultados de los análisis de isótopos de plomo indican componentes del Paleozoico superior y del Mesozoico, evidenciando procesos de "mezcla de plomo" y de removilización cortical, entre plomo antiguo y moderno (según Schneider, 1985). Cuadrados: Roca total; Triángulos invertidos: Sulfuros y sulfosales; Triángulos: Plagioclasa; Rombo: Pirita; Hexágono: Estannita.

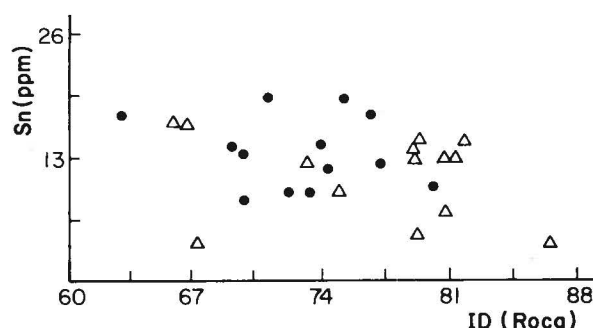


FIG. 10. Diagrama de variación de Sn versus índice de diferenciación (ID) de rocas eruptivas de la Cordillera Karikari (puntos) y de la Cordillera de Los Frailes (triángulos) (según Schneider, 1985). No se observa correlación entre Sn y la diferenciación de rocas eruptivas, considerado el factor principal para la concentración del estaño en rocas intrusivas (ver Lehmann, 1982). Los triángulos representan rocas eruptivas de Los Frailes; los círculos negros, rocas eruptivas de Karikari.

cual permite suponer un origen por fusión directa de la placa litosférica, con mayor o menor contribución del manto subcortical.

Al contrario, las rocas plutónicas de la parte norte de la Franja Estannífera Boliviana son de composición granítica o monzo-cuarcífera, y en la parte sur son riolitas y dacitas, ricas en K, toscanitas y granitoides ácidos, con razones de Sr que fluctúan entre 0,707 y 0,716 (Schneider, 1985) (Tabla 3).

Los minerales accesorios de Fe-Ti las definen, además, como pertenecientes a la Serie Ilmenita de Ishihara (1977) y Takahashi *et al.* (1980). En este contexto, pareciera razonable suponer que el estaño, contenido en los yacimientos, derivó, también, de la corteza, junto con elementos litofílicos típicamente asociados.

En consecuencia, la franja de estaño y sus metales asociados, por los antecedentes geoquími-

cos y mineralógicos (Tabla 2), muestran características que indican una influencia importante de la corteza y son comparables a los magmas de tipo S de Chappel y White (1974).

Antecedentes respecto de la derivación cortical de algunos componentes de los magmas están dados por estudios isotópicos de plomo (Tabla 4; Fig. 9) (Tilton *et al.*, 1981; McNutt *et al.*, 1979; Puig, 1985). Aunque existe suficiente evidencia de la influencia cortical en la formación de estos magmas, el resultado de los análisis de pares granate-biotita (temperatura y presión) en rocas de la caldera Karikari (Schneider, 1985) sugiere que el manto superior actuó, por lo menos, como fuente calórica para iniciar la fusión, durante la introducción de fluidos desde la placa subyacente, asociado a una posible actividad tectónica. Esta tesis se apoya, también, en el comportamiento de elementos trazas y tierras raras como niobio, zirconio, tantalio y otros (Schneider, 1985), los cuales muestran diferencias entre el arco calcoalcalino de la Cordillera Occidental y el magmatismo más alcalino de la Cordillera Oriental.

Si se adopta este modelo, la extensión de la franja de estaño podría estar controlada por una porción también rica en estaño de la corteza precámbrica subyacente (Schuiling, 1967). Además, es evidente, en el caso de las rocas volcánicas, que los procesos de diferenciación de estos magmas no son el factor principal en los procesos de enriquecimiento del estaño (Fig.10). Lehmann (1982) concluyó, principalmente para rocas intrusivas, que el enriquecimiento de estaño está relacionado con un metalotecto enriquecido.

El balance de la evidencia petrológica muestra que la distribución de las franjas metalogénicas en los Andes Centrales no puede ser interpretada en

términos de un modelo simple de subducción, sino que debe ser visto como dos mecanismos operando a la vez; uno relacionado con procesos de subducción y fusión parcial a nivel subcortical; y otro, a procesos de fusión parcial de la corteza continental, inducida, probablemente, por la inyección, en la base de la corteza, de fluidos y magmas provenientes de la litósfera oceánica y/o del manto superior.

Así, los Andes Centrales presentan un ejemplo de generación bimodal de provincias magmático-metalogénicas en franjas geográficamente definidas dentro de la Cadena Andina. Los eventos estannígenos, diferenciados tanto cronológica como espacialmente en la Cordillera Oriental, uno cercano al comienzo del ciclo andino y otro en el Terciario, contrastan con la progresiva migración hacia el continente de las franjas de pórfidos cupríferos (Clark *et al.*, 1976; Sillitoe, 1981; Oyarzún y Frutos, 1980) entre el Cretácico Superior y el Mioceno Medio-Superior (Sillitoe, 1981).

Evidentemente, las condiciones necesarias para la generación de un pulso magmático estannífero, derivado de la corteza, se presenta con menor frecuencia, durante el ciclo andino, que las condiciones necesarias para la formación de un pulso magmático calcoalcalino, relacionado con la mineralización cuprífera.

A este respecto, parece acertado considerar la Franja Estannífera Boliviana como el producto de procesos magmáticos y metalogénicos, desarrollados en respuesta a una serie de circunstancias tectónicas, que tuvieron lugar en dos oportunidades durante la evolución del Permo-Triásico y del Terciario, en este segmento de los Andes.

AGRADECIMIENTOS

Esta publicación está basada en conferencias dadas por C. Halls en la Sociedad MINEX (Cardiff, Reino Unido), en 1981 y por A. Schneider, en el Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile, en Agosto de 1983.

Se agradece a Andrea Schneider por su ayuda en la traducción del manuscrito, y a los geólogos Alvaro Puig y Carlo Nasi, del Servicio Nacional de Geología y Minería, por sus comentarios y modificaciones al texto en castellano.

REFERENCIAS

- Arthaud, F.; Matte, P. 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 88, p.1305-1320.
- Badham, J.P.N.; Halls, C. 1975. Microplate tectonics and the Urals. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 88, p.1305-1320.

- nics, oblique collisions and evolution of the Hercynian Orogenic Systems. *Geology*, Vol. 3, p. 373-376.
- Bauman, L.** 1970. Tin deposits of the Erzgebirge. *Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy, Section B*, No. 798, p. 68-75.
- Buddington, A.F.** 1985. High temperature mineralizations at shallow to moderate depths. *Economic Geology*, Vol. 30, p. 205-222.
- Chappel, B.W.; White, A.J.R.** 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, Vol. 8, p. 173-174.
- Clark, A.H.; Farrar, E.; Caelles, J.C.; Haynes, S.J.; Lortie, R.B.; McBride; Quirrt, G.S.; Robertson, R.C.R.; Zentilli, M.** 1976. Longitudinal variations in the metallogenetic evolution of the Central Andes: a progress report. In *Metallogeny and Plate Tectonics* (Strong, D.; editor). *Geological Association of Canada, Special Paper*, No. 14, p. 23-58.
- Clark, A.H.; Robertson, R.C.R.** 1978. The evolution and origin of the northern plutonic sub-provinces of the Bolivian Tin Belt. In *International Symposium on Geology of Tin Deposits* [Abstr.] *Geological Society of Malasia, Annex to Warti Geology*, Vol. 4, No. 3, p. 42-43.
- Claure, H.; Minaya, E.** 1979. Mineralización de los Andes bolivianos con relación a la placa de Nazca. *Serie Sensores Remotos, Geobol*, No. 4, 50 p.
- Cobbing, E.J.; Mallick, D.I.J.; Pitfield, P.E.J.; Teoh, L.H.** 1986. The granites of the Southeast Asian Tin Belt. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 143, p. 537-550.
- Cordani, U.G.; Melcher, G.C.; De Almeida, F. F.M.** 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 5, p. 629-632.
- Cumming, G.L.; Richards, J.R.** 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 28, No. 2, p. 155-171.
- Ewart, A.** 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related sialic volcanic rocks. In *Trondhjemites, dacites and related rocks* (Barker, F.; editor). *Elsevier Scientific Publishing Co.*, Vol. 13, 121 p. Amsterdam, Holland.
- Francis, P.M.; Baker, M.C.W.; Halls, C.** 1981. The Kankari Caldera, Bolivia and the Cerro Rico Stock. *Journal on Volcanology Geothermal Research*, Vol. 10, p. 113-124.
- Grant, J.; Halls, C.; Avila, S.W.; Snelling, J.** 1979. K-Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the Bolivian tin belt. *Economic Geology*, Vol. 74, p. 838-851.
- Grant, J.N.; Halls, C.; Sheppard, S.M.F.; Avila, W.** 1980. Evolution of the porphyry tin deposits of Bolivia. *Mining Geology, Special Issue*, No. 8, p. 151-173.
- Harwood, A.** 1983. Stable isotope study of the Chojlla tin-tungsten orebody Cordillera Real, Bolivia. *British Geological Survey, Isotope Report*, No. 91, 28 p. London, U.K.
- Ishihara, S.** 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology (Japan)*, Vol. 27, p. 293-305.
- James, D.E.** 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 82, p. 3325-3346.
- Klosterman, J.B.** 1967. A tin province of the Nigerian type in southern Amazonian tin provinces. In *Second Technical Conference on Tin, Proceedings*, Vol. 1, p. 195-221. Bangkok, Thailand.
- Kontak, D.J.; Clark, A.H.; Farrar, E.** 1984. The magmatic evolution of the Cordillera Oriental, southeastern Peru. In *Andean Magmatism - Chemical and Isotopic Constraints* (Harmon, R.S.; Barreiro, B.A.; editors) *Shiva Publ.*, p. 202-219. Natwich, U.K.
- Lehmann, B.** 1982. Metallogeny of tin: magmatic differentiation versus geochemical heritage. *Economic Geology*, Vol. 77, p. 50-59.
- Mackenzie, D.E.; Chappel, B.W.** 1972. Shoshonitic and calcalkaline lavas from the Highlands of Papua, New Guinea. *Contributions to Mineral Petrology*, Vol. 35, p. 50-62.
- McBride, S.L.** 1977. A K-Ar study of the Cordillera Real, Bolivia and its regional setting. Unpublished Ph.D. Thesis, *Queens University*, 230 p. Kingston, Ontario, Canada.
- McBride, S.L.; Robertson, R.C.R.; Clark, A. H.; Farrar, E.** 1983. Magmatic and metallogenetic episodes in the Northern Tin Belt, Cordillera Real, Bolivia. *Geologische Rundschau*, Vol. 72, No. 2, p. 685-713.
- McNutt, R.H.; Clark, A.H.; Zentilli, M.** 1979. Lead isotopic compositions of Andean igneous rocks, latitudes 26-29° South: Petrologic and metallogenic implications. *Economic Geology*, Vol. 74, p. 827-837.
- Megard, F.; Dalrac, B.; Laubacher, G.; Marocco, R.; Martínez, C.; Paredes, S.J.; Tomasi, P.** 1971. La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premières Résultats. *OSTROM, Serie Geologie*, Vol. 2, No. 1, p. 5-44.
- Mitchell, A.H.G.; Beckinsale, R.D.** 1982. Mineral deposits associated with calcalkaline rocks. In *Andesites* (Thorpe, R.S.; editor) *John Wiley & Sons*, p. 677-695. London, U.K..
- Oyarzún, J.; Frutos, J.** 1980. Metallogenesis and porphyry deposits of the Andes (Southeastern Pacific Region). In *International Geological Congress and Colloque on Mineral Resources, Memoirs, B.R.G.M.*, No. 106, p. 50-62.
- Plimer, I.R.** 1987. Fundamental parameters for the formation of granite-related tin deposits. *Geologische Rundschau*, Vol. 76, No. 1, p. 23-40.
- Priem, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E. A.; Verdumen, E.A.TH.; Verschure, R.H.; Bon, E.H.** 1971. Granitic complexes and associated tin mineralization of Greenville Ae in Rondonia,

- Western Brazil. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 82, p. 1095-1102.
- Pulg, A. 1985. The geological and metallogenic significance of lead isotope abundance studies on galena occurrences in the Chilean Andes. Unpublished M. Phil. Thesis. *Oxford Polytechnic and British Geological Survey*, 73 p. London, U.K.
- Schneider, A. 1985. Eruptive processes, mineralization and isotopic evolution of the Los Frailes Karikari region, Bolivia. Unpublished Ph.D. Thesis. *Imperial College of Science and Technology, University of London*, 485 p. London, U.K.
- Schilling, R.S. 1967. Tin belts on the continents around the Atlantic Ocean. *Economic Geology*, Vol. 62, p. 540-550.
- Sillitoe, R.H. 1972. Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 83, p. 813-818.
- Sillitoe, R.H. 1974. Tin mineralization above mantle hot spots. *Nature*, Vol. 248, No. 5448, p. 497-499.
- Sillitoe, R.H. 1976. Andean mineralization: A model for the metallogeny of convergent plate margins. In *Metallogeny and Plate Tectonics* (Strong, D.; editor). *Geological Association of Canada, Special Paper*, No. 14, p. 59-100.
- Sillitoe, R.H. 1981. Regional aspects of the Andean porphyry copper belt in Chile and Argentina. *Institute of Mining Metallurgy, Section B*, No. 90, p. B15-B36.
- Sillitoe, R.H.; Halls, C.; Grant, J.N. 1975. Porphyry tin deposits in Bolivia. *Economic Geology*, Vol. 70, p. 913-927.
- Stacey, J.S.; Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 26, p. 207-221.
- Stoll, W.C. 1964. Metallogenic belts, centers and epochs in Argentina and Chile. *Economic Geology*, Vol. 5, p. 126-135.
- Stoll, W.C. 1965. Metallogenic provinces of South America. *Mining Magazine*, Vol. 112, p. 22-23 and p. 90-99.
- Strong, D. 1980. Granitoid rocks and associated mineral deposits of eastern Canada and western Europe. In *The continental crust and its mineral deposits* (Strangway, D.W.; editor). *Geological Association of Canada, Special Paper*, No. 20, p. 741-769.
- Takahashi, M.; Aramaki, S.; Ishihara, S. 1980. Magnetite-series/ Ilmenite-series versus I-Type/S-Type granitoids. *Mining Geology (Japan), Special Issue*, No. 8, p. 13-28.
- Taylor, R.G. 1979. Geology of tin deposits. *Developments in Economic Geology. Elsevier Scientific Publishing Co.*, No. 11, 543 p.
- Tilton, R.G.; Pollack, R.J.; Clark, A.H.; Robertson, R.C.R. 1981. Isotopic composition of Pb in Central Andean deposits. In *Nazca Plate; crustal formation and Andean convergence* (Kulm, L.V.D.; et al., editors). *Geological Society of America, Memoirs*, No. 154, p. 791-816.
- Turneaure, F.S. 1971. The Bolivian Tin-Silver province. *Economic Geology*, Vol. 66, p. 215-225.

APENDICE 1. ELEMENTOS HFS ("HIGH FIELD STRENGTH")

Se trata de elementos con un radio pequeño y estados de valencias altas, entre 3 y 6, por lo que cual no son incorporados en las estructuras cristalinas de silicatos que forman rocas. Estos "HFS" son Zr, Ti, Y, Ta, Nb, Hf y las tierras raras pesadas Gd, Tb, Ho, Tm, Yb, Lu, que están incorporadas en fases tales como las del circonio, rutilo, esfeno, granate e ilmenita, entre otros.

APENDICE 2. TECNICAS ANALITICAS

GEOCRONOLOGIA

- Los análisis de K-Ar con el espectrómetro de masas AEI-MS 10, fueron llevados a cabo en el Laboratorio del British Geological Survey, Londres.
- El Sr fue analizado en el Laboratorio del British Geological Survey, Londres, con un espectrómetro de masas V.G. Micromass 30, usando los estándares de Eimer y Amend SrCO_3 (para 1982: $0,70878 \pm 1 \times 10^{-5}$ y NBS 987 SrCO_3 (1982: $0,71031 \pm 2,2 \times 10^{-5}$).
- El Pb fue analizado en el Laboratorio del British Geological Survey (Espectrómetro de Masas, V.G. Micromass 30) y en el Laboratorio de la ETH Zürich, Suiza (Espectrómetro de Masas, Finnegan Mat, 261), usando la técnica "sílica gel", y la normalización con el estándar NBS SRM 981. Los resultados son mejores que 0,02% para $^{206/204}\text{Pb}$; 0,04% para $^{207/204}\text{Pb}$; y 0,06% para $^{208/204}\text{Pb}$, con un nivel de confiabilidad de 1 σ (1 STD).

GEOQUIMICA

- Los elementos mayores y trazas (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Ni, V, Sn, Cr) se analizaron en un espectrómetro de rayos X, Phillips PW 1.400, en el Bedford College, Londres. Los resultados tienen un error típico mayor que el 2% (1 STD). Los resultados de elementos mayores representan promedios de análisis en duplicado y triplicado. Los límites de detección son: 500 ppm para elementos mayores, y 1 ppm para elementos trazas, respectivamente.
- Los elementos Li, Be, Zn, Co, Cu, Ag, Pb, Cd y La se analizaron con un ICP-AES (tipo ARL 34000) en el Imperial College de Londres, usando 0,1 g de muestras. Los errores son: para Li, Be y Zn, 3% y para el resto de los elementos, 10% (1 STD).
- Las tierras raras, Th y U se analizaron mediante activación neutrónica (INAA) en el reactor del Imperial College, Silwood Park. La precisión es superior al 10% para Th y las tierras raras pesadas, y 5% para U y las tierras raras livianas. El límite de detección es de 50-100 ppb. Cantidad de muestra usada: 0,1 g. Los errores según el estándar GSP 1 son del 10%.
- El F se analizó con el método de "Specific Ion Electrode", con una precisión del 5%. Estándares usados: GSP-1, Mica-Fe, G-1.