

MAJOR ELEMENT ANALYSIS OF A BOLIVIAN GRANITE
— BOLIVIAN GEOCHEMICAL STANDARD SAMPLE NO. BG-1 —

M. Yamamoto*, R. Santivanez**, H. Alarcon**, G. Beccar**,
O. Sanjines**, and E. Soria***

* Department of Geology, Kagoshima University, Kagoshima, 890, Japan

** Instituto de Geologia Economica, UMSA La Paz, Bolivia

*** Instituto de Geodynamica y Limnologia, UMSA La Paz, Bolivia

(ABSTRACT)

Major elements were analyzed for a granite from the Huayna-Potosi Batholith as a Bolivian geochemical standard sample No. BG-1. Analysis was carried out by the rapid analytical method with mainly atomic absorption and by the X-ray fluorescent one. Analytical procedures of silicate rock and major element composition of the granite are given in this paper.

INTRODUCTION

There are many geochemical standard samples ranging in composition from basalt to granite in the world. However, no geochemical standard rock sample has been made in Bolivia. A geochemical standard rock sample

Table 1. Chemical analytical methods at IGE, UMSA

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	MnO	HgO	
Wet Methods	Gravimetric	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ P ₂ O ₇	Hg ₂ P ₂ O ₇	
				Al(C ₉ H ₆ ON) ₃				Hg(C ₉ H ₆ ON) ₂
		Reduction Titration	-	-	-	SnCl ₂	-	-
	Volumetric	Oxidation Titration	-	-	-	KMnO ₄ K ₂ Cr ₂ O ₇	-	-
		Chelate Titration	Direct	-	-	-	VBB	BT
	Indirect		-	-	-	-	-	-
	Back		-	Cu ²⁺ :PAN	Zn ²⁺ , Pb ²⁺ : XO	Mn ²⁺ :BT	-	-
Substitution	-		-	Mn ²⁺ :BT	-	Hg-EDTA:BT	-	
Instrumental Methods	Spectrometric	Colorimetric	Molybdenum Blue Molybdenum Yellow	H ₂ O ₂	C ₉ H ₆ NO	1,10-Phenanthroline	(NH ₄) ₂ S ₂ O ₈ KIO ₄	
		Atomic Absorption**	-	-	0.03ppm	5ppb	1ppb	0.1ppb
	Flame Photometric**	-	-	-	-	-	-	
	X-ray fluorescent***	EDOT/PC	LiF/SC Ge/PC	EDOT/PC	LiF/SC	LiF/SC	ADP/PC	

- * Indicators.
- ** Detection limits.
- *** Analyzing crystals/detectors..

is very important for getting of some chemical informations in earth sciences, and is available not only for a standard of instrumental analytical methods such as atomic absorption and X-ray fluorescent but also for comparison of analytical values among geochemists and for chemical training of students.

Many analytical equipments including an atomic absorption spectrophotometer and an X-ray fluorescent assembly were given from the Japan International Cooperation Agency (JICA) to the Instituto de Geologia Economica (IGE), Universidad Mayor de San Andres during 1977 to the present as a project on development of economic geological studies in Bolivia. It became to be possible to analyze silicate rock and mineral and ore mineral based on many analytical methods at the present time (Table 1). A geo-

Table 1. (Continued)

		CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅		
Wet Methods	Gravimetric	CaO	(NaCl)	(KCl)	Wt. Loss	Hg ₂ P ₂ O ₇		
	Volumetric	Reduction Titration	-	-	-	-	-	
		Oxidation Titration	KMnO ₄	-	-	-	-	
		Chelate Titration*	Direct	NN	-	-	-	-
			Indirect	-	-	-	-	Hg:BT
			Back	-	-	-	-	BT ³⁺ :XO
	Substitution	Hg-EDTA:BT	-	-	-	-		
Instrumental Methods	Spectrometric	Colorimetric	-	-	-	Molybdenum Blue Vanado-molybdate		
		Atomic Absorption**	0.5ppb	0.8ppb	3ppb	-	-	
		Flame Photometric**	-	0.1ppb	0.1ppb	-	-	
		X-ray Fluorescent***	LiF/SC Ge/PC	-	Ge/PC	-	Ge/PC	

* Indicators.

** Detection limits.

*** Analyzing crystals/detectors.

chemical standard sample of granite No. BG-1 was made by using the analytical equipments. Some analytical procedures of silicate rock and major element composition of the granite will be given in this paper.

GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF GRANITE

The Huayna-Potosi Batholith, the largest granitic intrusive body in Bolivia, is located in the northern part of La Paz city. It intrudes Paleozoic regionally metasedimentary complex, and has been dated to Triassic in geologic age (211 Ma; Ahlfeld and Branisa, 1960). A granite specimen for geochemical standard sample was collected at 4,700 m above sea

level along the Hichu Kkota River.

The granite is a light gray-colored and medium-grained muscovite-biotite leucogranite with K-feldspar megacrysts. K-feldspar, quartz, plagioclase, biotite and muscovite are found as main constituent minerals. Amount of K-feldspar exceeds that of plagioclase, and amount of biotite exceeds that of muscovite. Megacrystal K-feldspar is several centimeters in maximum size. Small amounts of ilmenite, zircon, apatite and sphene are also found as accessories under the microscope.

SAMPLE PREPARATION

The collected granite specimen was prepared more than 20 kilograms. The specimen more than 1 Kg was crushed by a hammer, and was pulverized with the Heiko-Seisakusho Tl-100 vibration mill. Pulverization was carried out by a tungsten alloy chamber containing 10 g of crushed granite fragments. Pulverized powder granite has been made more than 500 grams.

A RAPID ANALYTICAL METHOD WITH ATOMIC ABSORPTION

The pulverized powder granite was analyzed by a rapid analytical method with mainly an atomic absorption spectrophotometer. Flow diagram of the method is shown in Fig. 1. As seen in Fig. 1, Na_2O , MnO , total Fe, K_2O , MgO , CaO and Al_2O_3 are analyzed by the atomic absorption method. SiO_2 , H_2O^+ and H_2O^- are analyzed by the gravimetric method, TiO_2 and P_2O_5 by the colorimetric one, and FeO by the volumetric one.

1) Atomic Absorption Method

Many analytical procedures have been reported for silicate rocks with an atomic absorption spectrophotometer (eg., McLaughlin, 1977). The atomic absorption analytical methods reported by Terashima (1970, 1972) were applied in this study.

Analyses of sodium, manganese, iron, potassium, magnesium, calcium and aluminium were carried out with the Hitachi 180-30 atomic absorption spectrophotometer. Optimum condition for measurement of these elements are listed in Table 2. As seen in Table 2, only aluminium was analyzed by

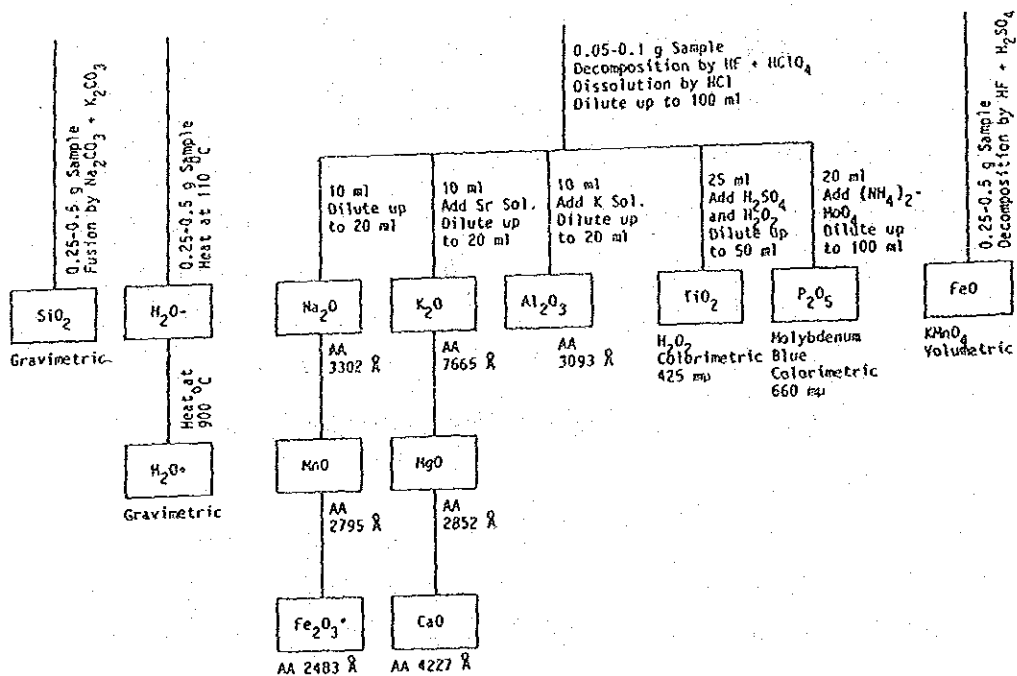


Fig. 1. Flow diagram of a rapid chemical analytical procedure by mainly an atomic absorption spectrophotometry, AA: Atomic absorption method.

* Total Fe as Fe₂O₃.

Table 2. Optimum conditions for measurement by the atomic absorption method

Element	Na	Mn	Fe	K	Hg	Ca	Al
Discharge Current (mA)	10	5	10	10	7.5	7.5	7.5
Wavelength (Å)	3302	2795	2483	7665	2852	4227	3093
Slit (nm)	0.4	0.4	0.2	2.6	2.6	2.6	1.3
Burner Head*	ST	ST	ST	ST	ST	ST	HT
Burner Height (mm)	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	10
Burner Angle (°)	0	10	30	90	90	30	0
Fuel Gas	Acetylene for all elements						
Fuel Gas Pressure (kg/cm ²)	0.4 for all elements						
Auxiliary Fuel Gas	Air	Air	Air	Air	Air	Air	NO ₂
Auxiliary Fuel Gas Pressure (Kg/cm ²)	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	2.5

* ST: Standard burner, HT: High temperature burner.

Table 3. Stock standard solutions for the atomic absorption method

	Chemical Reagent	Weight* (g)	Standard Sol. (ppm)
Sodium, Na	NaCl	2.5421	50
Manganese, Mn	MnCl ₂ ·4H ₂ O	3.6023	5
Iron, Fe	FeCl ₃ ·6H ₂ O	4.8400	50
Potassium, K	KCl	1.9068	20
Calcium, Ca	CaCl ₂ ·2H ₂ O	3.6681	25
	CaCO ₃	2.4972	25
Magnesium, Mg	MgCl ₂ ·6H ₂ O	8.3647	10
	MgCO ₃	3.4690	10
Aluminium, Al	AlCl ₃ ·6H ₂ O	8.9481	100

HCl: 0.3 N.

* Weight per 1 liter of 1000 ppm solution.

using a high temperature burner and nitrous oxide gas (NO₂), and other elements by using a standard burner and compressed air. The second resonance double spectra (3302.3 Å and 3302.9 Å) for measurement of sodium were used, because the first resonance double spectra are highly strong in absorbance for silicate rock. Standard solutions for all elements are also listed in Table 3. As seen in Table 3, chlorides were used for standard solutions of all elements. Carbonates were also used for calcium and magnesium. Standard solution for each element was diluted to a suitable

concentration from the 1,000 ppm stock solution. Concentration of hydrochloric acid into standard solution was adjusted to 0.30 N as well as into sample solution. In determination of potassium, magnesium and calcium, excess strontium solution was added for removal of interference of another elements (Fishman and Downs, 1966; Terashima, 1970). In determination of aluminium, excess potassium solution was also added for removal of interference (Terashima, 1972).

2) Gravimetric Methods for SiO_2 and H_2O

SiO_2 was analyzed by the SiO_2 gravimetric method by using a fluxing with a mixture of 1 sodium carbonate and 1 potassium carbonate in weight proportion. Contents of H_2O^- and H_2O^+ were determined by weight losses at 110 °C and 900 °C, respectively, in temperature.

3) Colorimetric Methods for TiO_2 and P_2O_5

Colorimetric methods for titanium and phosphor were carried out with the Hitachi 200-20 spectrometer. Titanium was measured by the H_2O_2 method by using 420 m μ in wavelength. Titanium sulfate was used for a standard solution and a working curve was made ranging in concentration of titanium from 0 ppm to 10 ppm. Phosphor was measured by the molybdenum blue method by using 660 m μ in wavelength. Ammonium phosphate dibasic was used for a standard solution and a working curve was made ranging in concentration of phosphor from 0 ppm to 0.4 ppm.

4) Volumetric Method for FeO

Table 4. Chemical analysis of the granite No. BG-1 by the rapid analytical method

	Wt. %	Analytical Method
SiO ₂	72.30	SiO ₂ gravimetric
TiO ₂	0.30	H ₂ O ₂ colorimetric
Al ₂ O ₃	14.69	Al ₂ O ₃ gravimetric
Fe ₂ O ₃	0.70	Total Fe by atomic absorption
FeO	1.35	KMnO ₄ volumetric
MnO	0.02	Atomic absorption
HgO	0.45	Atomic absorption
CaO	0.84	Atomic absorption
Na ₂ O	2.98	Atomic absorption
K ₂ O	5.15	Atomic absorption
H ₂ O+	1.01	Gravimetric
H ₂ O-	0.10	Gravimetric
P ₂ O ₅	0.07	Molybdenum blue colorimetric
Total	99.96	

Analyst: H. Yamaroto.

FeO was analyzed by the KMnO₄ volumetric method. A solution decomposed by sulfuric acid and hydrofluoric acid was titrated by 1/40 N KMnO₄ solution.

An analytical result of the granite is listed in Table 4, together with analytical methods. As seen in Table 4, Al₂O₃ was analyzed by the gravimetric method in a precipitation form of total R₂O₃. Total weight percent was 99.96. It will be permitted between 99.50 and 100.15 in this rapid analytical method.

X-RAY FLUORESCENT ANALYSIS

Many analytical procedures have been reported for silicate rocks by X-ray fluorescent spectrometry (Norrish and Chappell, 1977). The linear calibration method reported by Leake et al. (1969) was applied in this

Table 5. Optimum conditions for measurement by the X-ray fluorescent method

	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	HgO
<u>Spectrum</u>	FeKa	MnKa	TiKa	CaKa	KKa	PKa	SiKa	AlKa	HgKa
<u>Generator</u>									
KV	50	50	50	30	35	50	50	50	50
mA	25	30	20	15	15	30	30	30	30
<u>Spectrometer</u>									
Crystal	LiF	LiF	LiF	Ge	Ge	Ge	EDOT	EDOT	ADP
Detector	SC	SC	SC	PC	PC	PC	PC	PC	PC
2θ for Peak Position	57.56	63.02	86.22	61.98	69.98	141.12	108.11	142.79	136.78
2θ for Background 1	54.56	60.02	83.22	58.98	66.98	138.12	105.11	145.79	133.78
2θ for Background 2	60.56	-	89.22	-	72.98	144.12	111.11	-	139.78
X-ray Path	Vacuum for all elements								
<u>P.H.A.</u>									
Mode	DIFF for all elements								
Coarse Gain	6 for all elements								
Base Line	100 for all elements								
Window	210	220	220	170	180	180	190	210	200
<u>Recorder</u>									
Ratemeter (cps)	40000	8000	40000	40000	40000	10000	40000	10000	4000
Time Const (sec)	0.5 for all elements								
Chart Speed (mm/min)	10 for all elements								
<u>Fixed Time</u>									
Preset Time (sec)	20 for all elements								

Table 6. Regression equations, count efficiencies and maximum deviations for X-ray fluorescent analysis

	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	HgO
<u>Regression Equation</u>									
Term of First Order (x10 ⁵)	1.96	1.92	1.13	1.10	1.10	1.25	10.7	14.4	128
Constant Term	-0.228	-0.085	0.046	-0.171	-0.293	-0.030	25.90	(0.0)	-0.030
<u>Count Efficiency (counts/%)</u>	74900	52200	88200	91200	90500	68900	9300	7000	780
<u>Maximum Deviation (%)</u>	0.12	0.00	0.01	0.03	0.06	0.00	0.72	0.41	0.16

study.

The granite also was analyzed with the Rigaku-Denki X-ray fluorescent assembly by using a chromium target. The pulverized powder granite was pressed into an aluminium ring at pressure between 20 tons and 25 tons. Optimum conditions for measurements of iron, manganese, titanium, potassium, silicon, aluminium and magnesium are listed in Table 5. K_α radia-

Table 7. Chemical analysis of the granite No. BG-1 by the X-ray fluorescent method

No.	1	2	3
SiO ₂	72.30	71.58	-0.72
TiO ₂	0.30	0.30	0.00
Al ₂ O ₃	14.69	14.72	0.03
Fe ₂ O ₃	0.70	0.65	-0.05*
FeO	1.35	1.35	-
MnO	0.02	0.02	0.00
MgO	0.45	0.57	0.12
CaO	0.84	0.85	0.01
Na ₂ O	2.98	2.98	-
K ₂ O	5.15	5.10	-0.05
H ₂ O+	1.01	1.01	-
H ₂ O-	0.10	0.10	-
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.00
Total	99.97	99.30	

Analyst: H. Yamamoto.

No. 1: Analysis by the atomic absorption, gravimetric, colorimetric, and volumetric methods.

No. 2: Analysis by the X-ray fluorescent method.

No. 3: Difference between Nos. 1 and 2.

* As total Fe₂O₃.

tions were used for all elements. As analyzing crystals, LiF was used for iron, manganese and titanium, Ge (germanium) for calcium, potassium and phosphor, EDDT for silicon and aluminium, and ADP for magnesium.

Analytical value was computed from a linear regression equation for each element. Regression equations are listed in Table 6, together with count efficiencies and maximum deviations. Because count efficiencies for SiO₂, Al₂O₃ and MgO are less than 10,000 counts per weight percent, maximum deviations for these elements are larger than those of another elements.

An analytical result of the granite is listed in Table 7, together with difference between the analysis by the rapid analytical method with mainly the atomic absorption spectrophotometry and that by the X-ray fluorescent method. Total weight percent was 99.30. It will be permitted between 99 and 101 by this X-ray fluorescent analytical method.

CONCLUSION

One Bolivian geochemical rock standard sample No. BG-1 was made and analyzed. It has similar composition with the granite No. G-1 of geochemical standard sample of the Geological Survey of United States and the granite No. JG-1 of the Geological Survey of Japan.

Trace element abundances of the Bolivian geochemical standard sample No. BG-1 will be analyzed in near future. The writers desire that many Bolivian petrologists and geochemists will use the geochemical standard sample No. BG-1.

ACKNOWLEDGEMENTS

The writers are grateful to Rector Lic. P. Ramos of UMSA and Prof. A. Sugaki of Tohoku University for their efforts on the IGE-JICA project. It is gratefully acknowledged that Prof. N. Oba and Dr. K. Tomita of Kagoshima University gave M. Yamamoto a chance to come to Bolivia. The writers are also grateful to former Director H. Kawazoe and Director T. Asano of La Paz Branch Office of JICA for their encouragements in the project. Thanks are also due to Dr. S. Kano, Dr. H. Ueno and Mr. K. Hayashi of Tohoku University, Dr. M. Aoki of Migagi University of Education, and Dr. S. Higashi of Kochi University for their valuable comments throughout the study. Equipments given by JICA were used in this study.

REFERENCES

- Ahlfeld, F. and Branisa, L. (1960): Geologia de Bolivia. Ed. Don Bosco, La Paz, 215 pp, (in Spanish).
- Fishman, M. J. and Downs, S. C. (1966): Methods of analysis of selected metals in water by atomic absorption. U. S. Geol. Surv., Water Supply Paper, 1540-C.
- Leake, B. E., Hendry, G. L., Kemp, A., Plant, A. G., Harrey, P. K., Wilson, J. R., Coats, J. S., Aucott, J. W., Lunel, T. and Howarth, R. J. (1969): The chemical analysis of rock powders by automatic X-ray fluorescence. Chem. Geol., Vol. 5, p. 7.
- McLaughlin, R. J. W. (1977): Atomic absorption spectroscopy. in J. Zussman (ed.), Physical methods in determinative mineralogy, Academic Press, 720 pp.
- Norrish, K. and Chappell, B. W. (1977): X-ray fluorescence spectrometry. in J. Zussman (ed.), Physical methods in determinative mineralogy, Academic Press, 720 pp.
- Terashima, S. (1970): Determination of sodium, potassium, magnesium, calcium, manganese and iron in the silicate rocks and terrestrial water by atomic absorption spectrophotometry. Bull. Geol. Surv. Japan, Vol. 21, p. 693, (in Japanese with English abstract).
- Terashima, S. (1972): Analyses of silicates by atomic absorption spectrophotometry in a nitrous oxide-acetylene flame. Bull. Geol. Surv. Japan, Vol. 23, p. 287, (in Japanese with English abstract).

CLAY MINERALS OF SOME BOLIVIAN ORE DEPOSITS

Shoji HIGASHI*, Asahiko SUGAKI**, Morihiro AOKI***
Kenichiro HAYASHI**, Orlando SANJINES****
and Reynaldo SANTIVÁNEZ****

-
- * Department of Geology, Kochi University, Kochi, 780, Japan.
** Institute of Petrology, Mineralogy and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, 980, Japan.
*** Department of Geology, Miyagi University of Education,
Sendai, 980, Japan.
**** Instituto de Geologia Economica, UMSA, La Paz, Bolivia.

Abstract

X-ray and thermal studies have been made on the hydrothermal alteration minerals of the Caracoles, San Jose, Siglo XX and Colquechaca ore deposits in Bolivia. The Caracoles deposit is characterized by chlorite and chlorite-smectite interstratified mineral, while the common production of the other deposits is sericite. X-ray and thermal properties of chlorite, chlorite-smectite interstratified mineral, pyrophyllite, kaolin and sericite are described. The last mineral varies distinctively in X-ray properties from deposit to deposit.

Introduction

Clay minerals are well known to occur in hydrothermal ore deposits as principal alteration products and are considered to present informations on physicochemical conditions of ore solutions.

Sugaki et al. (1981, 1983) reported the common occurrence of kaolin, sericite and chlorite minerals together with alunite and siderite in some hydrothermal vein-type ore deposits of Oruro and Potosi areas in Bolivia. Mineralogical studies have been made on the alteration products of four vein-type ore deposits of Caracoles (Viloco),

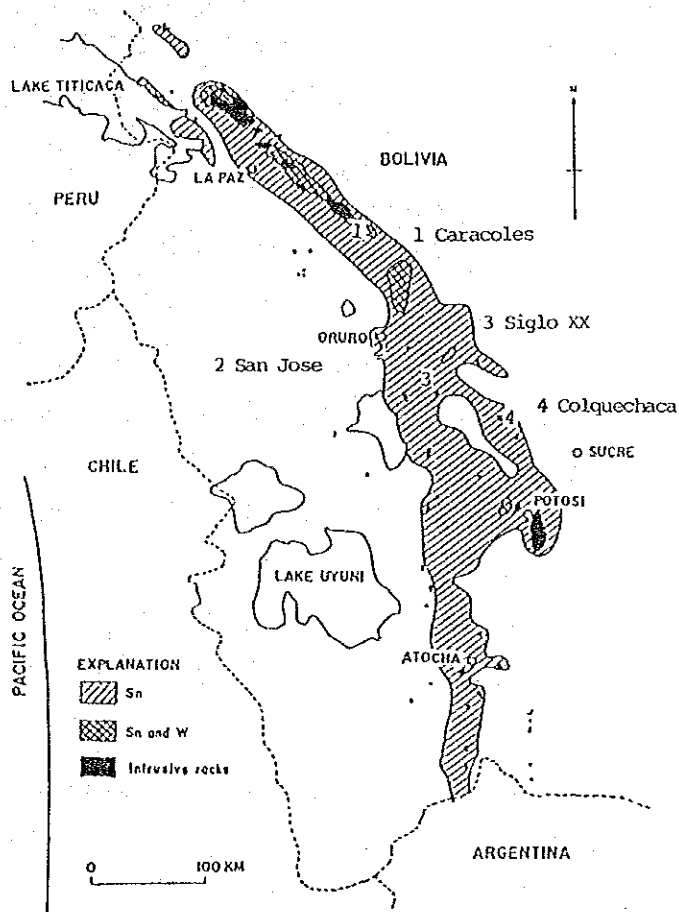


Fig. 1. Locality map of the ore deposits studied. After Sugaki et al. (1981).

San Jose (Oruro), Siglo XX (Catavi) and Colquechaca in Bolivia.

This paper outlines the investigation methods of clay minerals and presents X-ray and thermal properties of the clay minerals associated with these ore deposits.

Specimens

The locality map of Caracoles, San Jose, Siglo XX and Colquechaca deposits is shown in Fig. 1. Among these deposits, the San Jose deposit is considered to be one of the typical polymetallic ore deposits producing Pb-Sn-Sb-Zn-Ag ore minerals (Sugaki et al., 1981), where various modes of occurrence of the alteration minerals are observed. The clay minerals commonly occur as lenticular or veinlet fillings intimately associated with ore minerals and also occur as clayey patches in the silicified wall rocks (porphyritic breccia and slate) adjacent to the ore veins. The alteration materials (71 samples) showing these various modes of occurrence are analyzed in this study.

Experimental

As shown in Table 1, the alteration materials are mineralogically analyzed by X-ray and thermal methods. Bulk mineral composition of non-separated materials (whole rock) is analyzed by using oriented specimen technique in X-ray diffraction method. Most of the analyzed samples are subjected to separation procedure to obtain pure materials necessary for close mineralogical examinations. Fractionation of 5

Table 1. Clay Minerals Analyses Procedures

-
1. Bulk Mineral composition analysis of non-separated materials (X-ray Diffractometer)
 2. Separation of clay minerals (Sedimentation method)
 - a. Crushing
 - b. Ultrasonic dispersion
 - c. Sedimentation (Stoke's law)
 - 1 micron size: 5 cm suspension after 16 hours
 - 2 micron size: 5 cm suspension after 4 hours
 - 5 micron size: 5 cm suspension after 1 hour
 - d. Centrifugal concentration
 - e. Drying
 3. X-ray analysis of clay minerals (X-ray diffractometer)
 - a. Oriented specimen prepared on glass slide

001 reflection data of untreated and after treatments with glycerol, heat etc. (Identification of clay mineral species, Estimation of chemical composition)
 - b. Unoriented (randomly oriented) specimen

hkl reflection data (Determination of polytype and crystallinity)
 4. Thermal analysis of clay minerals
 - a. DTA (Differential Thermal Analysis)

Endothermic reaction due to dehydration and dehydroxylation

Exothermic reaction due to phase translation
 - b. TG (Thermogravimetric Analysis)

Measurement of weight loss due to thermal reactions
-

micron for kaolin, pyrophyllite and chlorite, 2 micron for sericite and 1 micron for chlorite-smectite interstratified mineral are considerably effective to eliminate non-clay minerals such as quartz, siderite, tourmaline and ore minerals. Oriented specimen prepared on glass slide and randomly oriented specimen prepared in Al holder are analyzed by X-ray diffractometer (Rigaku Geigerflex Type 2038) using Ni-filtered Cu radiation. Purified clay materials are also subjected to thermal analysis using Rigaku Thermoflex simultaneous micro TG-DTA apparatus. Operating conditions are as follows: thermocouple, Pt-PtRh(13%); circumstance, air; sample

weight, 20mg; heating range, room temp.-1000°C; heating rate 10°C per minute; chart speed 2.5 mm per minute; DTA range, ±50 μV; TG range, 5 mg.

Table 2. Result of bulk mineral composition analysis of whole rocks

Ore Deposits	Kaolin	Pyrophyllite	Sericite	Chlorite	Chl-Smec interstr. m.	Other alt. m.
Caracoles (15 samples)	—	—	rare (4)	abundant (13)	common (10)	Siderite
San Jose (30 samples)	common (7)	rare (5)	abundant (18)	—	—	Alunite
Siglo XX (9 samples)	rare (1)	—	abundant (8)	—	—	Siderite
Colquechaca (17 samples)	—	—	abundant (17)	—	—	—

The number in parentheses indicates the total number of samples in which clay minerals are identified.

Alteration Minerals

Bulk mineral composition analysis for 71 samples from the four ore deposits is summarized in Table 2.

Caracoles deposit is characterized by common assemblage of chlorite, chlorite-smectite interstratified mineral and siderite, while San Jose, Siglo XX and Colquechaca deposits are characterized by abundant production of sericite minerals. In San Jose deposit, kaolin and pyrophyllite are occasionally main constituents of both the altered wall rocks and the vein materials accompanied with ore minerals.

X-ray and Thermal Properties of Clay Minerals

X-ray and thermal properties of the representative clay mineral

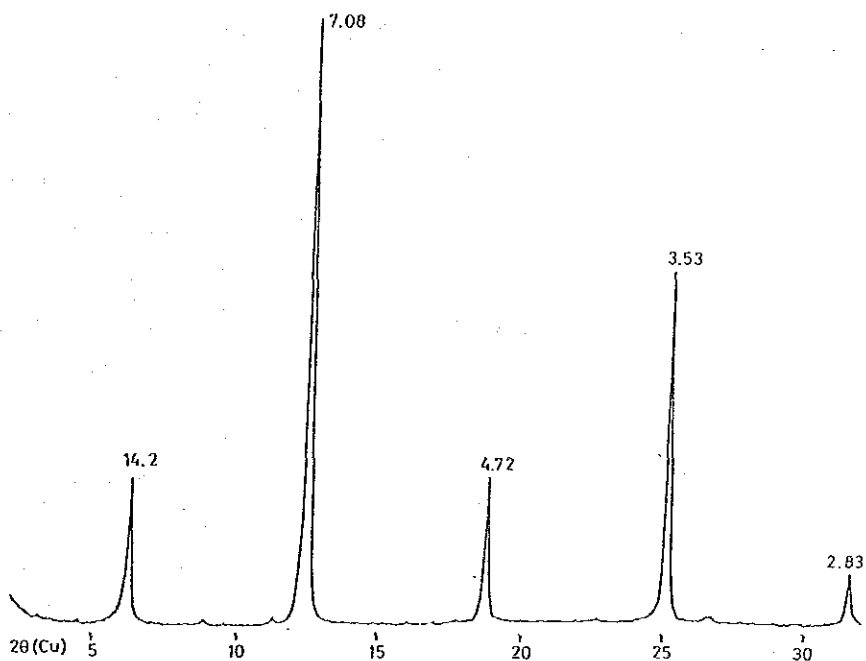


Fig. 2. X-ray basal reflection pattern of chlorite (Caracoles).

species are described in relation to chemical composition, interstratified structure, crystallinity and polytype.

The X-ray basal reflection pattern of chlorite from the Caracoles deposit is shown in Fig. 2, in which basal spacing of 14.16 Å and strong intensity of 002 and 004 reflections indicate Fe-rich chemical composition.

Fig. 3 shows the basal reflection pattern of interstratified chlorite-smectite from the Caracoles deposit. This mineral gives a characteristic long spacing reflection of 29 Å in untreated condition, which shifts to 32 Å when treated with glycerol (3% solution of glycerin with water). The higher orders reflections are integral

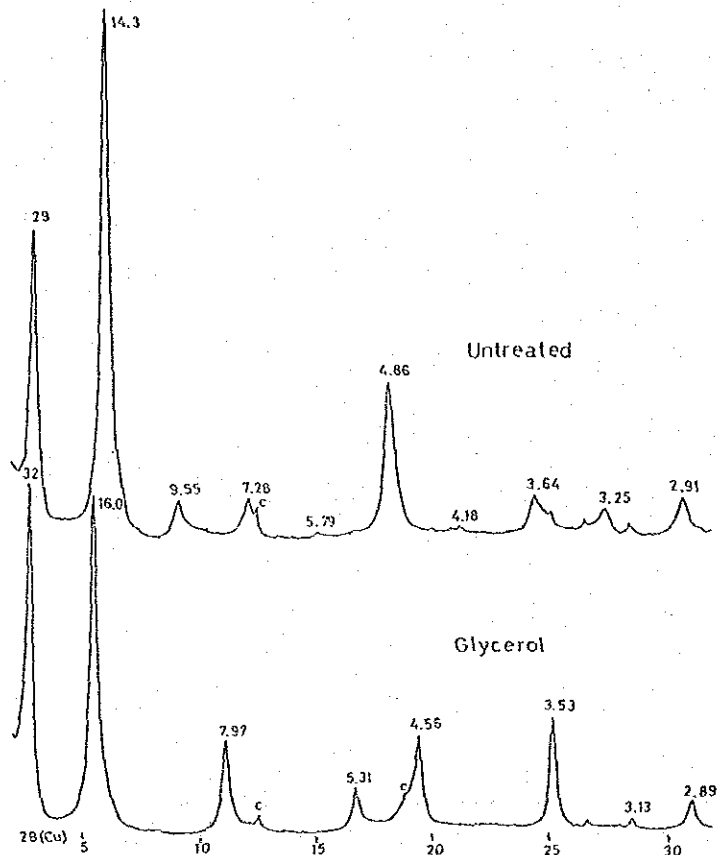


Fig. 3. X-ray basal reflection pattern of regularly interstratified chlorite-smectite(Caracoles). c=chlorite

series, indicating a regularly interstratification of chlorite and smectite component layers.

The X-ray powder diffraction data of kaolin and pyrophyllite from the San Jose deposit are listed in Table 2. Well resolved hkl (not basal) reflections indicates that the kaolin mineral is a well-crystallized (high crystallinity) kaolinite and the pyro-

Table 3. X-ray powder data for kaolinite and pyrophyllite from the San Jose deposit.

Kaolinite			Pyrophyllite		
hkl	d (Å)	I	hkl	d (Å)	I
001	7.22	100	001	9.26	100
020	4.47	25	002	4.62	95
110	4.37	28	110	4.45	35
111	4.21	30	111	4.19	25
021	3.87	10	111	3.74	2
021	3.73	5	112	3.50	5
002	3.59	95	022	3.16	10
111	3.39	10	003	3.08	100
112	3.12	5	112	2.96	5
130, 201	2.58	30	113	2.73	4
131	2.53	15	130, 201	2.57	20
131	2.50	20	131, 200	2.55	25
003	2.39	15	131	2.54	25
202, 131	2.34	35	202, 131	2.42	30
131	2.29	20	201, 113	2.33	2
201	2.19	5	004	2.30	15
023	2.12	2	114, 041	2.17	10
203	1.995	15	203, 132	2.16	10
132	1.943	2	221, 133	2.09	10
133	1.848	5	024, 133	2.06	12
004	1.794	5	042, 024	2.01	5
241	1.686	5	222	1.897	8
133, 204	1.667	15	005	1.845	25
151, 133	1.622	10	134	1.817	2
134	1.591	5	?	1.768	2
224, 134	1.544	5	150	1.687	5
060, 331	1.490	20	240	1.675	5
			242	1.647	15
			242	1.635	10
			243	1.579	2
			006	1.535	5
			060, 331	1.493	15
			330	1.472	5

hkl indices of pyrophyllite are of 1Tc polytype.

pyrophyllite is a mixture of 1Tc polytype with a small amount of 2M polytype. The DTA and TG curves of kaolinite and pyrophyllite are given in Figs. 4 and 5. Kaolinite yields a sharp endothermic peak due to dehydroxylation at 520°C and a weak exothermic peak due to phase translation at 970°C. On the other hand, pyrophyllite yields dull endothermic reactions at 630°C and 850°C.

Sericite minerals, the commonest alteration mineral, are variable in X-ray properties. Some examples of basal reflection and random powder diffraction patterns are shown in Figs. 6 and 7,

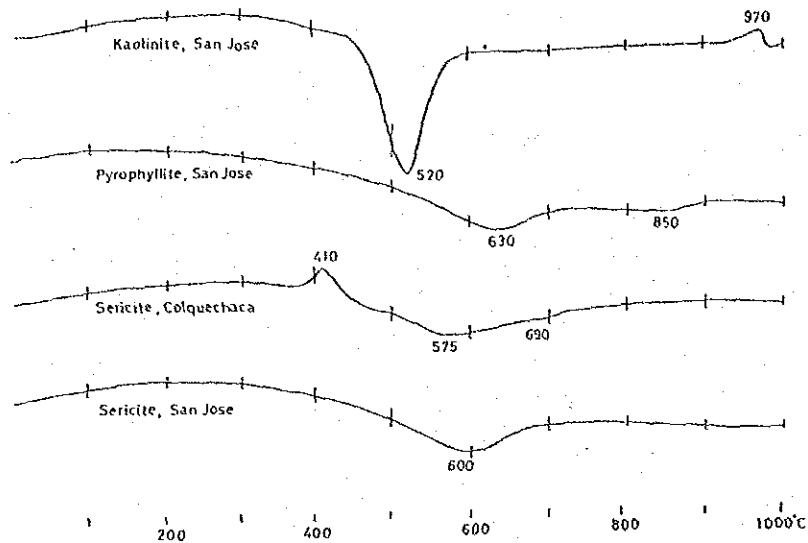


Fig. 4. Micro DTA curves of kaolinite, pyrophyllite, sericite. peak at 410°C is that of pyrite.

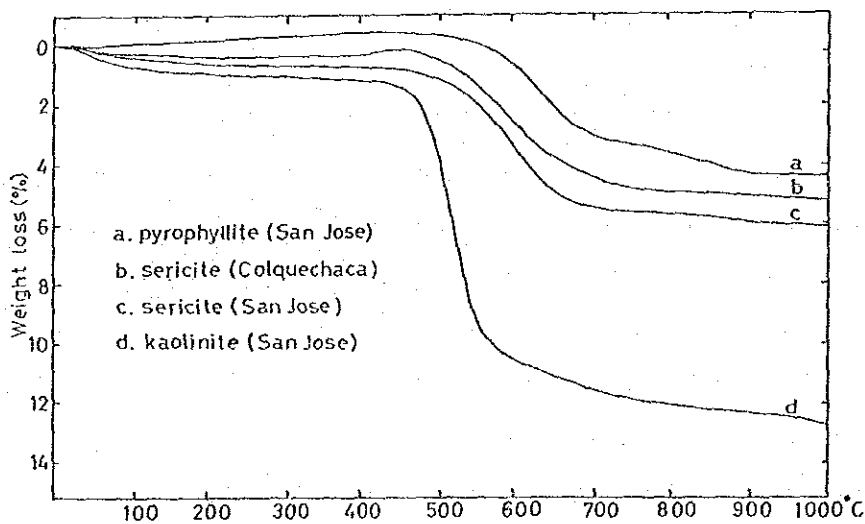


Fig. 5. Micro TG curves of kaolinite, pyrophyllite and sericite.

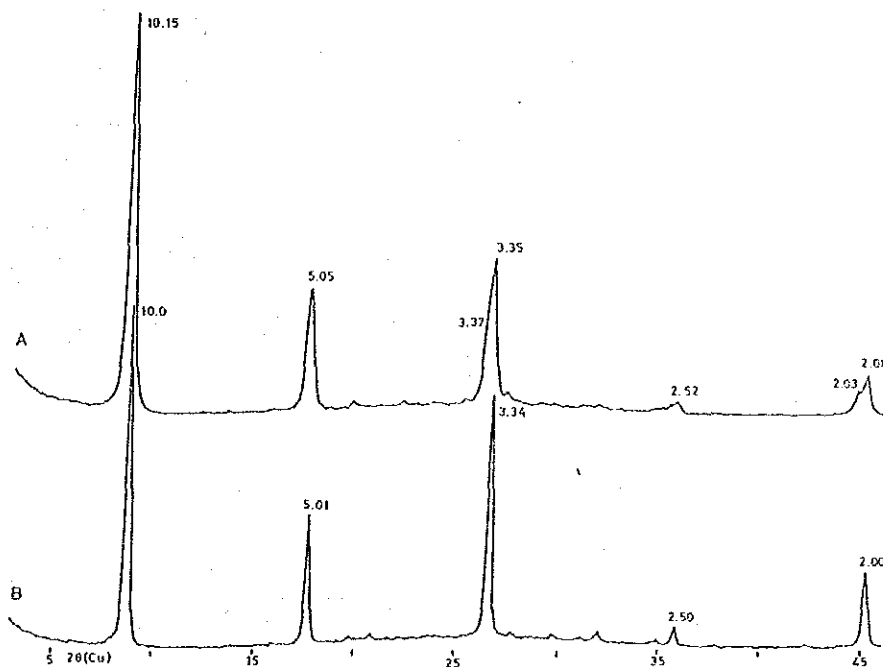


Fig. 6. X-ray basal reflection pattern of sericite. A. San Jose; B. Siglo XX.

respectively. As clearly shown in Fig. 6, the difference in basal reflection pattern is noticeable. A specimen from the San Jose deposit (the upper pattern) yields larger d-spacing and relatively strong intensity of 001 reflection with broadening in line profile as compared to that of a specimen from the Siglo XX deposit (the lower pattern). These features may be attributed to NH_4 (ammonium) substitution for K (potassium) in the interlayer positions of sericite minerals according to Higashi (1978, 1982). Namely, the upper pattern can be interpreted to be a mixture of usual K-sericite (basal spacing of 10\AA) and NH_4 -bearing sericite (basal spacing of 10.15\AA). Peak

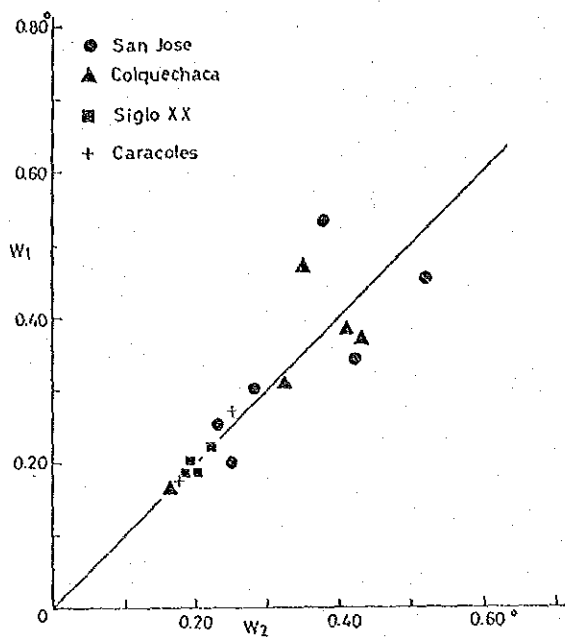


Fig. 7. W_1 - W_2 diagram plots of sericite minerals. W_1 and W_2 are peak width in 2θ ($^\circ$) at half peak height of 001(10\AA) and 002(5\AA) reflections, respectively.

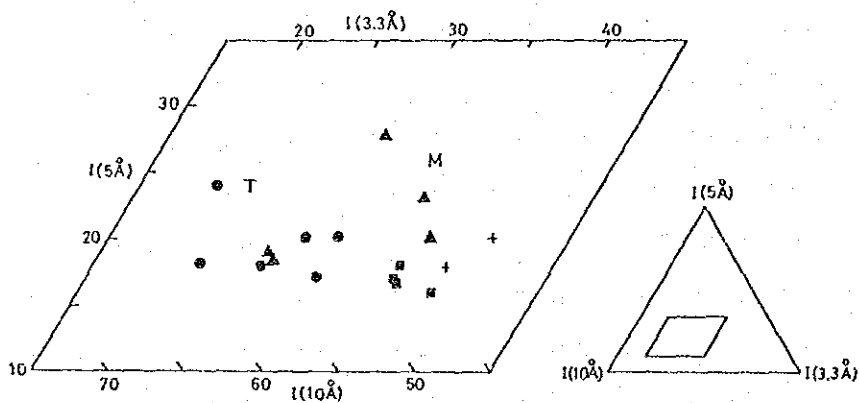


Fig. 8. $I(10\text{\AA})$ - $I(5\text{\AA})$ - $I(3.3\text{\AA})$ diagram plots of sericite minerals. M and T indicate theoretically calculated intensity of K-mica (muscovite) and NH_4 -mica (tobelite), respectively (Higashi, 1978).

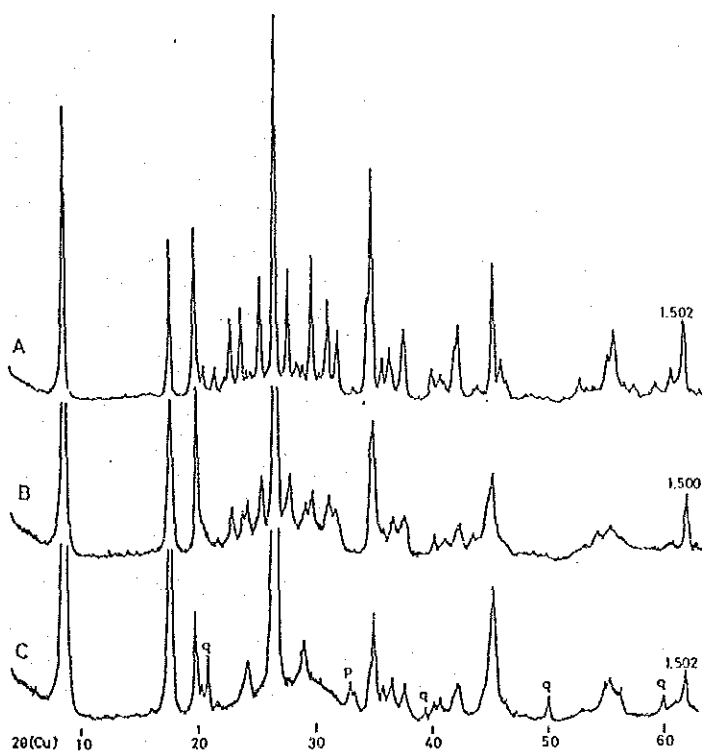


Fig. 9. X-ray random powder pattern of sericite minerals.
 A. $2M_1$, Siglo XX; B. $2M_1+2M_2$, San Jose; C. 1M, Colquechaca. q=quartz, p=pyrite.

width and peak intensity (height) are measured for 17 samples from the four deposits. The results are plotted in two diagrams (Figs. 7 and 8), where larger peak width of 002 reflection (W_2) and relatively strong intensity of 001 reflection for the San Jose and Colquechaca samples are considered to indicate considerable NH_4 substitution for K. Polytype of sericite minerals is determined to be $2M_1$, 1M and mixtures of $2M_1$ and 1M from random powder diffraction patterns (Fig. 9). $2M_2$ polytype, being known to be rare in natural

mica minerals, is also found in the San Jose deposit. NH_4 -bearing samples from the San Jose and Colquechaca deposits are largely 1M or $1\text{M}+2\text{M}_1$, which may suggest formation in relatively low temperature conditions as compared to 2M_1 samples from the Siglo XX and Caracoles deposits. As for thermal behaviors of sericite minerals, single or double endothermic reactions appear in the $500\text{-}700^\circ\text{C}$ range (Fig. 4). The relationship between these mineralogical properties of sericite minerals and modes of occurrence are not clarified yet. Further investigations will be needed.

Acknowledgements

The present work has been done as a project of JICA and Instituto de Geologia Economica (IGE), Universidad Mayor de San Andres (UMSA). The authors would like to express their hearty thanks to Dr. S. Kano (Tohoku Univ.), Dr. H. Ueno (Tohoku Univ.) and Dr. M. Yamamoto (Kagoshima Univ.) for their valuable advices and suggestions. Special acknowledgements are due to Mr. T. Asano (La Paz branch office of JICA) for much help and encouragement during this work.

References

- Higashi, S. (1978): Dioctahedral mica minerals with ammonium ions. Mineral. Jour., Vol. 9, No. 1, 16-27.
- Higashi, S. (1982): Tobelite, a new ammonium dioctahedral mica. Mineral. Jour., Vol. 11, No. 3, 138-146.

Sugaki, A., Ueno, H., Shimada, N., Kitakaze, A., Hayashi, k., Shima,
H., Sanjines, O. V. and Savedra, A. M. (1981): Geological
study on polymetallic hydrothermal deposits in the Oruro
district, Bolivia. Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser.3, Vol. 15,
1-52.

Sugaki, a., Ueno, H., Shimada, N., Kusachi, I., Kitakaze, A.,
Hayashi, K., Kojima, S. and Sanjines, O. V. (1983): Geological
study on the polymetallic ore deposits in the Potosi district,
Bolivia. Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. 3, Vol. 15, 409-460.

ボリヴェアの金属鉄床産粘土鉄物

東 正治, 菅木茂彦, 青木守弘,

林謙一郎, O. サンヒネス, R.

R. サンティバーネス

ボリヴェア国のカラコレス, サンホセ, シグロペインテ, ヌルケチャカ諸鉄山母岩の変質帯に産する粘土鉄物をX線分析と熱分析により調べた。カラコレス鉄山では緑泥石と緑泥石-スメクタイト混合層鉄物が特徴的に産し, 他の3鉄山ではセリサイトが主体である。主要粘土鉄物である緑泥石, 緑泥石-スメクタイト混合層鉄物, パイロフィライト, カリオン, セリサイトについてX線の性質と熱的性質を記載した。これらの中で, セリサイトはX線的な性質が鉄床によって著しい変動を示すことがわかった。

DESCRIPCION MINERALOGICA DE LA LUDLAMITA
DEL YACIMIENTO DE HUANUNI-ORURO, BOLIVIA

H. ALARCON*, O. SANJINES*, A. SAAVEDRA* ,
S. HIGASHI**

RESUMEN

Recientes investigaciones mineralógicas en fosfatos asociados a la mineralización de estaño en el yacimiento de Huanuni, han permitido identificar a la LUDLAMITA $(Fe, Mg, Mn)_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$ asociada a vivianita, pirita y fluorita.

En el presente trabajo este mineral se describe por primera vez en Bolivia y su identificación está basada en los datos cristalográficos de la LUDLAMITA de la mina Wheal Jane, Kea, en Cornwall Inglaterra.

ABSTRACT

LUDLAMITE $(Fe, Mg, Mn)_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$ associated with vivianite, pyrite and fluorite characterized by tin ore from Huanuni mine - Bolivia.

This mineral is described at the first time in Huanuni mine and its crystallographic data in compared with those of the LUDLAMITE from the Wheal Jane, Kea at Cornwall - England.

* Instituto de Geología Económica, UMSA, La Paz, Bolivia

** Department of Geology, Kochi University, Kochi, 780, Japan.

INTRODUCCION.

Es bien conocida la presencia de fosfatos como minerales de ganga en varios yacimientos de estaño en Bolivia, principalmente son famosas las variedades encontradas en el yacimiento de Llallagua y descritas ya en la literatura en 1922 por Gordon (Science, Sg 58, 1922; proc. Ac. Sc., Philadelphia, 75, 261, 1923)

El apatito es el fosfato más frecuente asociado a diversas vetas así como la vivianita. Especies más raras han sido descritas de los yacimientos de San José (Oruro) y Cerro Rico de Potosí (ver cuadro N° 1).

En el presente trabajo se describe por primera vez la presencia de la LUDLAMITA ($Fe_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$) asociado a vivianita, pirita y fluorita en el yacimiento de Huanuni (Oruro) y es comparada con la Ludlamita de la mina de Wheal Jane, Kea, de Cornwall - Inglaterra, cuyos datos cristalográficos representan el estandar N° 17-468 (Power Diffraction Data).

METODO DE TRABAJO.

El principal método utilizado para la identificación de la Ludlamita así como para obtener los datos cristalográficos fué el de difracción de rayos X. En el presente estudio se utilizó la cámara de GUINE así como difractogramas registrados en papel.

Los datos de propiedades físicas se efectuaron por métodos convencionales y todos exepcto el análisis espectrográfico por emisión, se llevaron a cabo en los laboratorios del Instituto de Geología Económica de la Facultad de Geología - Convenio UMSA - JICA.

PROPIEDADES FISICAS.

La Ludalamita de Huanuni es de color verde claro, con una dureza de 3 (Mohs) y peso específico de 3.10.

PROPIEDADES OPTICAS.

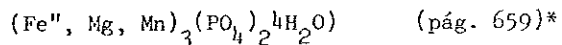
Los índices de refracción obtenidos para la Ludlamita de Huanuni son los siguientes:

$$X = 1.658 \quad Y = 1.675 \quad Z = 1.685$$

Biaxico (+) ZV= grande

COMPOSICION QUIMICA.

En la clasificación mineralógica de fosfatos según D. Dana (The System of Mineralogy) la Ludlamita se encuentra en la clase 42, Tipo G, N° 42.6.3 como fosfatos hidratados tipo $(AB)_m (X)_h Z_{p,q} -XH_2O$ con la siguiente composición química:



La composición química de la Ludlamita de Cornwall - Inglaterra es descrita como sigue: (pág. 952)*

FeO	52.76
P ₂ O ₅	30.11
H ₂ O	16.98
TOTAL	99.85

OTRAS LUDLAMITAS ANALIZADAS.

Las Ludlamitas de Hagendorf (Alemania) y la mina Palermo de New Hampshire (Estados Unidos) indican los siguientes resultados:

* The System of Mineralogy.

	3	4
MgO	2.21	0.96
MnO	3.10	---
FeO	45.91	49.22
P ₂ O ₅	33.87	32.95
H ₂ O	14.91	16.12
insol.	---	0.57
TOTAL	100.00	99.82

3. Hagendorf (Alemania)

4. Palermo (U.S.A.)

La Ludlamita se encuentra asociada a yacimientos hidrotermales y a sociados a otros fosfatos.

En Palermo la Ludlamita se halla asociada con Fairfieldita ($\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe}^{+2})(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), vivianita ($\text{Fe}_3^{+2}(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), siderita (FeCO_3) y whitlockita ($\text{Ca}_9(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})\text{H}(\text{PO}_4)_7$) y en Hagendorf con fosfoferrita ($\text{Fe}^{+2}, \text{Mn})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, Triploidita ($\text{Mn}, \text{Fe}^{+2})_2(\text{PO}_4)(\text{OH})$, triplita ($\text{Mn}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{Ca})_2(\text{PO}_4)(\text{F}, \text{OH})$, trifilita ($\text{Li}, \text{Fe}^{+2}\text{PO}_4$) y apatita $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$.

En el yacimiento de Huanuni es bien conocida la presencia de otros fosfatos como vivianita ($\text{Fe}_3^{+2}(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), wavellita ($\text{Al}_3(\text{OH})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), vauxita ($\text{FeAl}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), metavauxita ($\text{Fe}^{+2}\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$), sin embargo la presencia de Ludlamita ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) probablemente se debe a trabajos desarrollados en niveles inferiores de este yacimiento y asociada principalmente con fluorita, pirita y menos frecuente con vivianita.

PROPIEDADES CRISTALOGRAFICAS.

En la tabla N^o. 1, se indican los resultados obtenidos por difracción de Rayos X. En el presente estudio fué utilizada la cámara de Guine (Método de polvo) del mismo se deduce su identificación con la tarje

ta N°. 17-468 del catálogo (Power Diffraction Data for Minerals - pág. 520 joint committee on Power Diffraction Standards) y que corresponde a la Ludlamita de la mina Wheal Jane, Kea, Cornwall - Inglaterra, con referencia al Departamento de Geología y Mineralogía - University Museum, Oxford, England (1964) con los siguientes datos:

Sistema: Monoclínico Grupo espacial: 2/m

Parámetros de la celda:

ao 10.45 bo 4.65 Co 9.25

Radio Axiales

A = 2.247 c = 1.989

Z = 2 Dx = 3.21

Ángulos interaxiales:

$\beta = 100^{\circ} 33'$

Para la Ludlamita de Huanuni, los datos de los valores de (d), (h k l) y parámetros de la celda y radios axiales fueron obtenidos mediante un programa en la computadora del Instituto de Geología Económica con los siguientes resultados:

Parámetros de la celda:

a. = 10.4834

b. = 4.6514

c. = 9.2681

Ángulos interaxiales:

Alfa = 90.00

Beta β = 100.32

Gamma = 90.00

MORFOLOGIA.

Los cristales de Ludlamita del yacimiento de Huanuni, se presentan en dos formas características:

- a) Cristales tabulares prismáticos caracterizados por su clivaje según el plano 001 (Ver figura A).

- b) Las formas batroidales se caracterizan por sus dimensiones más pequeñas de los cristales y su distribución en diferentes direcciones. (Ver figura B).

OCURRENCIA.

La Ludlamita de Huanuni, fué observada por primera vez por el Ing. Hugo Alarcón, asociada con vivianita-pirita y fluorita-pirita, la ocurrencia de este mineral esta relacionada a trabajos desarrollados en el sector Antenor - veta Notaf - nivel 160 - Prometedora y se presenta en minerales de ganga de la casiterita junto a fluorita-pirita, vivianita y óxidos de hierro, los cristales alcanzan dimensiones de hasta un centímetro de altura y en las formas botroidales de 1 a 2 mm.

CONCLUSIONES.

La ocurrencia de Ludlamita en el yacimiento de Huanuni y comparada con las ludlamitas de Cornwall - Inglaterra, Hagendorf - Alemania y Palermo (Estados Unidos) permiten efectuar algunas comparaciones genéticas de dos tipos de yacimientos:

<u>Lugar</u>	<u>Roca</u>	<u>Tipo de Yacimiento</u>
Cornwall	Granito	Hipotermal
Hagendorf	Pegmatita	Pegmatitico
Palermo	Pegmatita	Pegmatitico
Huanuni	Cuarcita	Xenotermal

El yacimiento de Huanuni esta caracterizado por una estructura anticlinal en roca silúricas, y las vetas se hallan intimamente asociadas a fracturas, fallas, diaclasas en las cuarcitas.

No se ha observado ningun cuerpo igneo y se presume que este se halla a profundidad en el núcleo del anticlinal sin embargo los últimos tra

bajos desarrollados en los niveles inferiores así como de diamantina muestran que los sedimentos continúan a mayor profundidad.

AGRADECIMIENTOS.

Los autores agradecen la cooperación de los expertos de JICA del Instituto de Geología Económica y a la Facultad de Geología de la Universidad Mayor de San Andrés así mismo a los Ingenieros Salas N, Cuizo J, Flores E, de la Empresa Minera Huanuni Comibol, por la colaboración prestada en la información geológica del yacimiento y ubicación de la Ludlamita.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- | | |
|---|---|
| Ahlfeld, F; Mineralogía Boliviana | Ed. Los Amigos del Libro, Cochabamba; 215 pp. |
| Ahlfeld, F; Muñoz-Reyes, J; (1955) | Las Especies Minerales de Bolivia. 180 pp. |
| Ahlfeld, f; y Schneider-Scherbina, | (1964) Los Yacimientos Minerales y de hidrocarburos de Bolivia. 388 pp. |
| Fleischer; M. (1980) | Glossary of Mineral Species. |
| Palache; Ch. Berman; H; Fröndel, C; | The System of Mineralogy Vol. 2 |
| Joint Committee on Powder Diffraction Standards. (1955) | Selected Powder Diffraction Data for Minerals. |

FOSFATOS ASOCIADOS A YACIMIENTOS CENOZOICOS DE ESTARO EN BOLIVIA

NOMBRE MINERAL	COMPOSICION QUIMICA	SISTEMA	UBICACION
APATITO	$Ca_5(PO_4)_3F$	Hexagonal	Llallagua Cº Rico Potosí, Siete Suyos, Anlles Horococalk, Bolívar, San José, Colquechaca, - <u>Huanuni</u>
VIVIANITA	$Fe_3^{+2} Al_2(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 2H_2O$	Monoclínico	Catavi, <u>Huanuni</u> , Monserrat, Colquechaca, Totoral, Potosí, Tazna, Tatesi.
VAUXITA	$Fe^{+2} Al_2(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 6H_2O$	Triclinico	Llallagua <u>Huanuni</u>
PARAVAUXITA	$Fe^{+2} Al_2(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 10H_2O$	Triclinico	Llallagua
AUGILITA	$Al_2(PO_4)_3(OH)_3$	Monoclínico	San José (Oruro) Machacamarca (Potosí)
FOSFOLITA	$Zn_2(Fe^{+2}, Mn)(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$	Monoclínico	Cº Rico Potosí
GORDONITA	$Mg, Al_2(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$	Triclinico	Llallagua (Potosí)
CHILDRENITA	$PO_4(OH)_2 Al(Fe, Mn) \cdot H_2O$	Ortorombico	Llallagua (Potosí)
MONASITA	(Ce, La, Nd, Th) PO_4	Monoclínico	Llallagua (Potosí)
XENOFITA	YPO_4		
VARISCITA	$AlFO_4 \cdot 2H_2O$	Ortorombico	Llallagua - <u>Huanuni</u>
WAVELLITA	$Al_3(OH)_3(PO_4)_2 \cdot 5H_2O$	Rombico	Llallagua, <u>Huanuni</u> , San José, Pulacayo, Cº Rico (Potosí).
HOPEITA	$Zn_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$	Rombico	Kari-Kari (Potosí)
LUDLANITA	$Fe_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$	Monoclínico	<u>Huanuni</u> (Oruro)

DATOS COMPARATIVOS ENTRE LA LUDLANITA DE HUANUNI - BOLIVIA Y LA LUDLANITA DE CORNWALL - INGLATERRA Y OTROS DEPOSITOS

PROPIEDADES	E. J. HUANUNI-GRUPO BOLIVIA	MICAL JANE MINE CORNWALL - INGLATERRA	HARENDORF ALEMANIA	NORTH GROTON-PALERPO ESTADOS UNIDOS
FÍSICAS	P.E. 3.10 Color verde claro Bilíneo Dureza 3 1/2	3.12 verde claro de Man cana 3 1/2	-	-
PROPIEDADES ÓPTICAS	X= 1.654 Y= 1.675 Z= 1.685 2V= grande	X= 1.653 Y= 1.675 Z= 1.697 2V= 82°22'	X= 1.650 Y= 1.669 Z= 1.689	X= 1.650 Y= 1.667 Z= 1.688
PROPIEDADES QUÍMICAS	P ₂ O ₅ 0.002 MnO 0.001 FeO 4 P ₂ O ₅ 31 H ₂ O nd. Ins nd. TOTAL :	nd. nd. 52.76 30.11 16.98 nd. 99.85 3.12	2.21 3.10 45.91 33.87 14.91 nd. 100.00 3.19	0.96 nd. 49.22 32.95 0.57 99.82 3.14
PROPIEDADES CRISTALÓGRAFICAS	a ₀ = 10.4834 b ₀ = 4.6514 c ₀ = 9.2681	a ₀ = 10.45 b ₀ = 4.65 c ₀ = 9.25	-	-
ÁNGULOS INTERAXIALES	= 90.00 = 100.32 = 90.00	= 90.00 = 100°33' = 90.00	-	-

DATOS CRISTALOGRAFICOS OBTENIDOS POR DIFRACCION DE RAYOS X
DE LA LUDLAMITA DE HUANUNI Y COMPARADOS CON LA LUDLAMITA DE

CORNWALL

LUDLAMITA EN HUANUNI-ORURO BOLIVIA **			LUDLAMITA WHEAL JANE MINE - CORNWALL-INGLATE RAA*		
d(A)	I/I	hkl	d(A)	I/I	hkl
9.20	4	001	9.20	VVW	001
5.18	35	200	5.18	W	200
4.91	75	201	4.91	S	201
4.57	30	002	4.57	W	002
4.18	18	201	4.19	VW	201
-	-	-	4.14	W	001
3.96	100	111	3.96	VS	111
-	-	-	3.78	VVW	202
3.74	50	111	3.74	S	111
3.46	16	210	3.45	VW	210
3.37	2	211	-	-	-
3.23	16	112	3.22	VW	112
3.16	2	202	3.16	VVW	202
3.11	4	211	3.11	VVW	211
3.04	20	003	3.04	W	003
2.99	60	112	2.99	S	112
2.765	100	310,311	2.76	VS	310,311
2.610	18	212,401	2.61	W	401
2.543	100	013,311	2.540	VS	013,311
2.437	10	402,213	2.437	VW	402,213
2.387	40	113	2.39	W	113
2.316	4	-	2.30	VVW	401
-	-	-	2.26	VW	120
2.252	25	-	2.248	W	410
2.217	4	-	-	-	-
2.16.3	20	-	2.167	W	403
2.119	6	-	2.118	VVW	220
2.097	6	-	2.096	VVW	225
2.075	12	-	2.076	VW	022
2.051	4	-	2.05	VVW	303
2.028	6	-	2.029	VVW	221
1.996	2	-	1.992	VVW	122
1.950	10	-	1.960	VW	413
1.923	18	-	1.928	VW	320
1.891	16	-	1.892	VW	412
1.856	25	-	1.861	W	222
1.727	16	-	1.723	VW	123
1.713	12	-	-	-	-
1.685	10	-	1.683	VW	420
1.662	18	-	1.659	VVW	323
1.636	30	-	1.632	W	-
1.615	18	-	1.618	VVW	-

VS = Very strong
S = strong
W = Weak
VW = Very weak
VVW = Very very weak

* Datos tomados de la Tarjeta
Nº 17-468
(Selected powder Diffraction
data for minerals)

** Obtenidos por método de la
Cámara GUINE
Cu-K α_1 * 1.5906
Camara Const. .287029

MORFOLOGIA DE LA LUDLAMITA DE HUANUNI

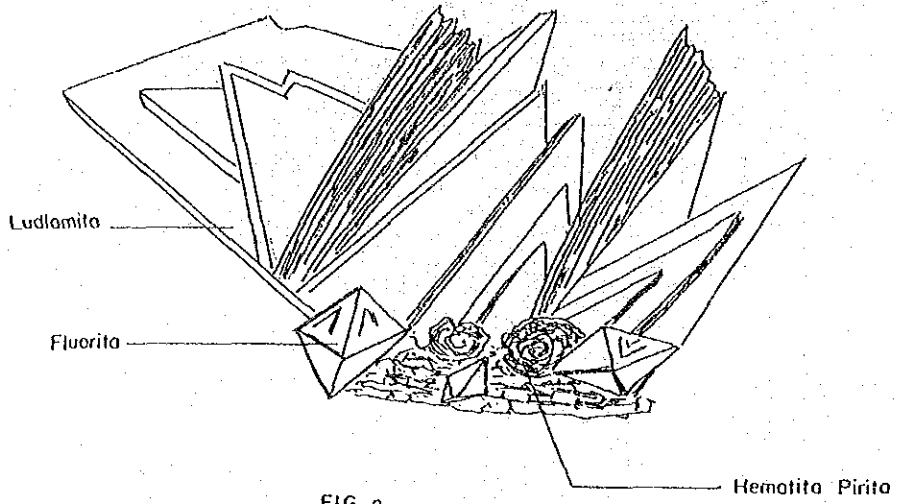


FIG a

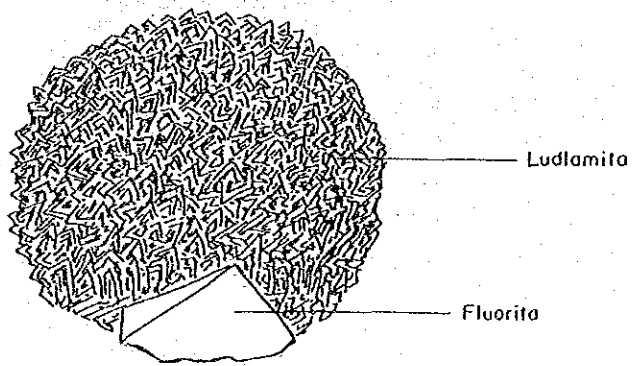


FIG b

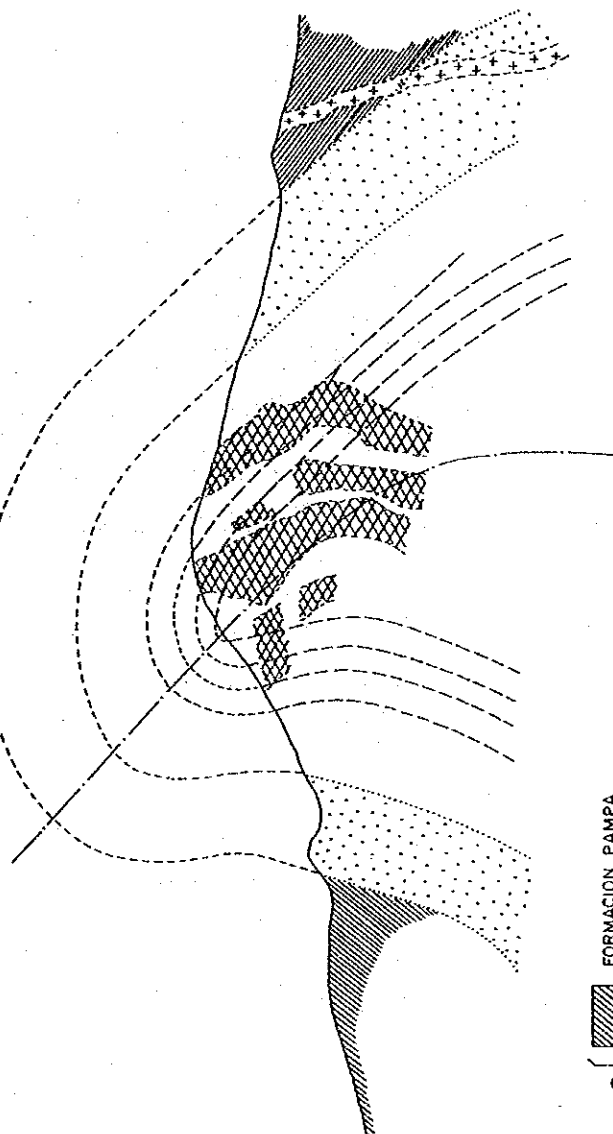
YACIMIENTO HUANUNI
ORURO — BOLIVIA






CORTE TRANSVERSAL A - A'

ESCALA 1 : 20 000

E

W



-  FORMACION PAMPA
 -  FORMACION LLALLAGUA SUPERIOR
 -  FORMACION LLALLAGUA INFERIOR
 -  ZONAS O AREAS MINERALIZADAS
 -  DIQUES DE CUARZO PORFIRICOS ALTERADOS
- SILURICO

NIVEL BOCA GRANDE
NIVEL MIRCHIN
NIVEL QUINTA VEJA
NIVEL CUARTA
NIVEL MULLMAR
NIVEL HARRISON
NIVEL -70 HARRISON
NIVEL PATINO
NIVEL -90 PATINO
NIVEL -200 PATINO
NIVEL -150 PROMETEDORA
NIVEL -200 PROMETEDORA

X-RAY POWDER DIFFRACTION, DTA AND TG DATA OF THE COMMON
ALTERATION MINERALS FROM BOLIVIAN ORE DEPOSITS

Shoji HIGASHI* and Mario BLANCO**

* Department of Geology, Kochi University, Kochi 780, Japan.

** Instituto de Geologia Economica, UMSA, La Paz, Bolivia.

Introduction

Various kinds of alteration minerals such as clay minerals, hydroxides, hydrous sulfates and carbonates are commonly associated with hydrothermal ore deposits in Bolivia. These minerals have been analyzed in the course of technical training for X-ray diffractometer and thermal analysis apparatus which were donated to Instituto de Geologia Economica (IGE), Universidad Mayor de San Andres (UMSA) from Japan International Cooperation Agency (JICA). In this supplemental work are presented the selected X-ray powder diffraction patterns, DTA (differential thermal analysis) and TG (thermogravimetric analysis) curves of 13 common alteration minerals collected from Bolivian ore deposits. The present analyzed data may also be useful in mineralogical study of wall rock alteration together with refined data compiled in standard textbooks, e. g. Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification (ed. by B. W. Brindley and G. Brown, 1980, Mineral. Soc. London) and The Differential Thermal Investigation of Clays (ed. by R. C. Mackenzie, 1957, Mineral. Soc. London).

Experimental and Result

X-ray and thermal analyses are made on pure material as possible, which are achieved by ordinary sedimentation method and hand picking. Apparatus, operating conditions are summarized as follows along with the list of samples analyzed.

(1) X-ray powder diffraction

Apparatus: Rigaku Geigerflex Diffractometer (Type 2038)

Operating conditions: target, Cu; filter, Ni; voltage, 30-35 kV; current, 10-15 mA; slit system, 1° -0.3mm- 1° ; counting range, 2000-8000 cps; time constant, 1 sec; chart speed 5 mm/min; scanning speed, 1° /min; scanning range, 4-64° (2 θ); Al sample holder (randomly oriented specimen).

(2) Micro Tg and DTA

Apparatus: Rigaku Thermoflex simultaneous micro TG-DTA

Operating conditions: thermocouple, Pt-PtRh(13%); Pt sample holder; reference, α -Al₂O₃; sample weight, 10 or 20 (mostly) mg; TG range, 5 (mostly) or 10 mg; DTA range, ± 50 (mostly) or ± 100 μ V; circumstance, air; heating range, 20 (room temp.)-1000°C; heating rate, 10°C/min; chart speed, 2.5 mm/min.

(3) Macro DTA

Apparatus: Rigaku Thermoflex macro DTA

Operating conditions are the same as in micro TG-DTA except for sample weight of about 200 mg.

(4) Materials

Mineral (group name for non-clay minerals), sample no.,

fraction size (h.p.=hand picking), locality (ore deposit) and experimental (XPD=X-ray powder diffraction, micro=micro TG and DTA, macro=macro DTA) for each material are given.

1. Poorly-crystallized kaolinite (Hu-03, 5 μ , San Jose, XPD, micro, macro)
2. Well-crystallized kaolinite (SI420-2a, 5 μ , San Jose, XPD, micro)
3. Dickite (CLV-013, 5 μ , Colavi, XPD, micro)
4. Pyrophyllite (G380-7c, 2 μ , San Jose, XPD, micro)
5. 1M sericite (84071713, 2 μ , Colquechaca, XPD, micro)
6. 2M₁ sericite (84071815, 2 μ , Siglo XX, XPD)
7. Sericite (G380-8, 2 μ , San Jose, micro)
8. Chlorite (CLV-037, 2 μ , Colavi, XPD, micro)
9. Smectite (1 μ , gypsum deposit in the Coro Coro district, XPD, micro, macro)
10. Chlorite-smectite regularly interstratified mineral (84071445, 1 μ , Caracoles, XPD, micro)
11. Gibbsite (CLV-017, h.p., Colavi, XPD, micro, macro)
12. Alunite (SI420-1b, h.p., San Jose, XPD)
13. Tourmaline (Hu-02, h.p., Huanuni, XPD)

Results are shown in Figs. 1-12 (X-ray powder diffraction), Figs. 13-22 (micro TG and DTA) and Fig. 23 (macro DTA). In the figures are given diagnostic reflection spacing (d-value, Å) and characteristic reaction peak temperature (°C) together with explanation of impurities.

Acknowledgements—The authors would like to express hearty thanks to Prof. A. Sugaki (Tohoku Univ.), Dr. M. Aoki (Miyagi Univ. of Education), Mr. K. Hayashi (Tohoku Univ.), Ing. O. Sanjines (UMSA) and Ing. R. Santivañez (UMSA) who kindly supply samples from the Caracoles, Siglo XX, Colquechaca and Colavi deposits. For their valuable advices and kind arrangements of affording us the oppotunity of this work, the authors are also indebted to Dr. S. Kano (Tohoku Univ), Dr. H. Ueno (Tohoku Univ.), Dr. M. Yamamoto (Kagoshima Univ.) and Mr. T. Asano (La Paz branch office of JICA).

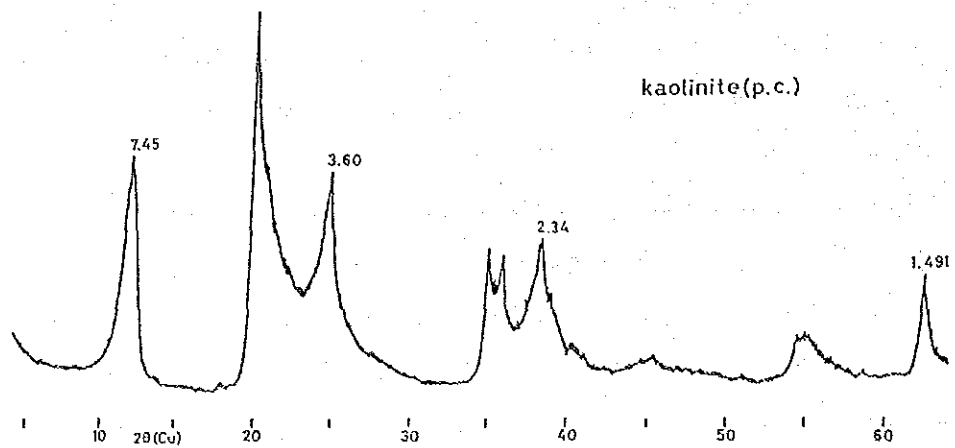


Fig. 1. X-ray powder pattern of poorly-crystallized kaolinite (Huanuni).

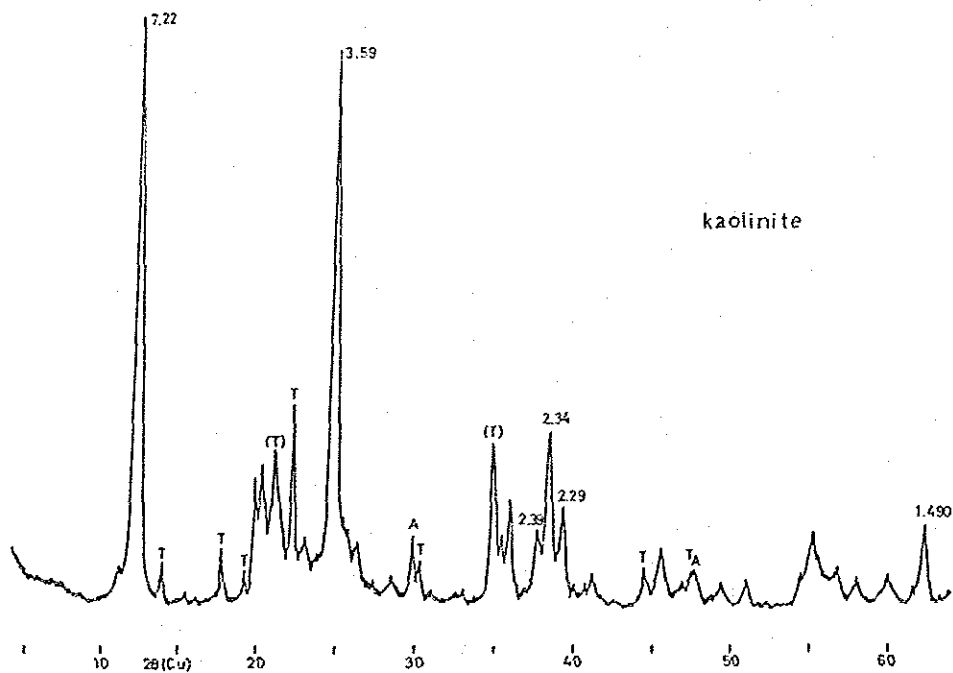


Fig. 2. X-ray powder pattern of well-crystallized kaolinite (San Jose).
T=tourmaline, A=alunite.

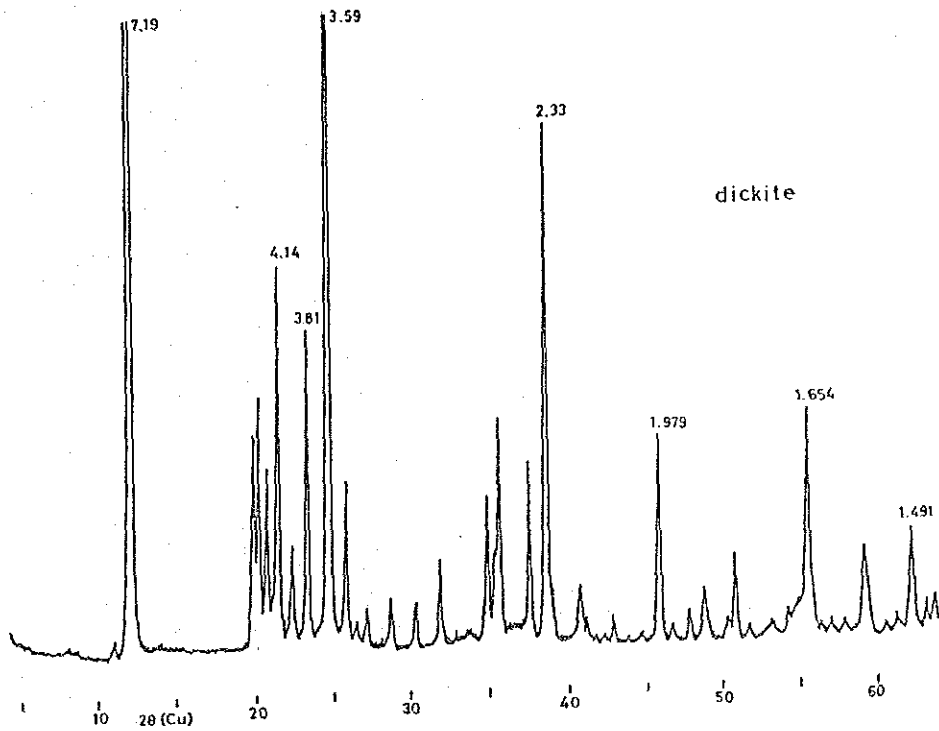


Fig. 3. X-ray powder pattern of dickite (Colavi).

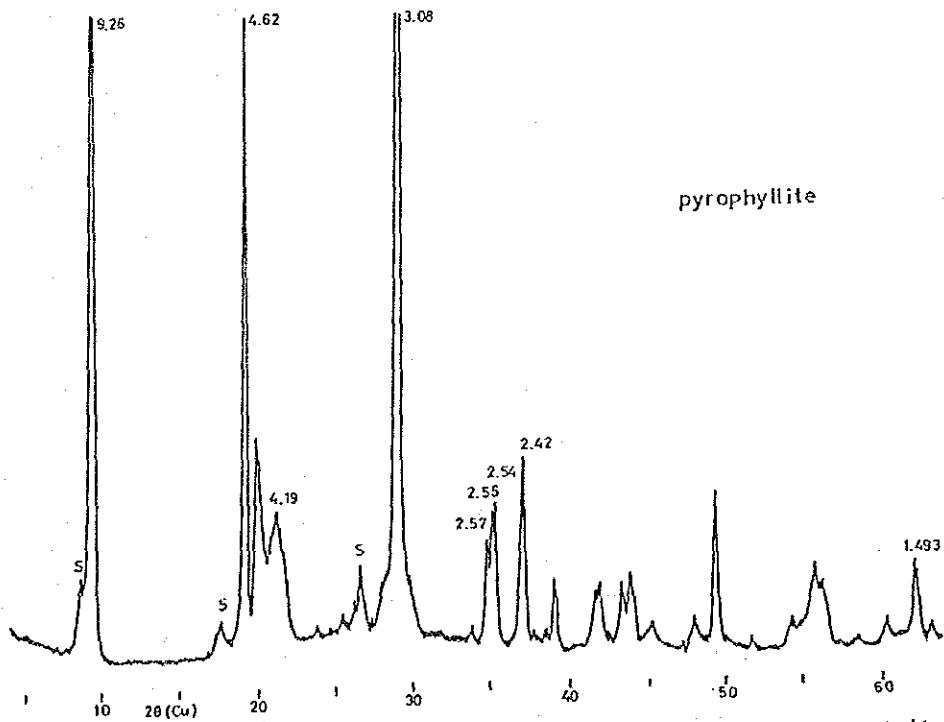


Fig. 4. X-ray powder pattern of 1Tc pyrophyllite (San Jose). S=sericite.

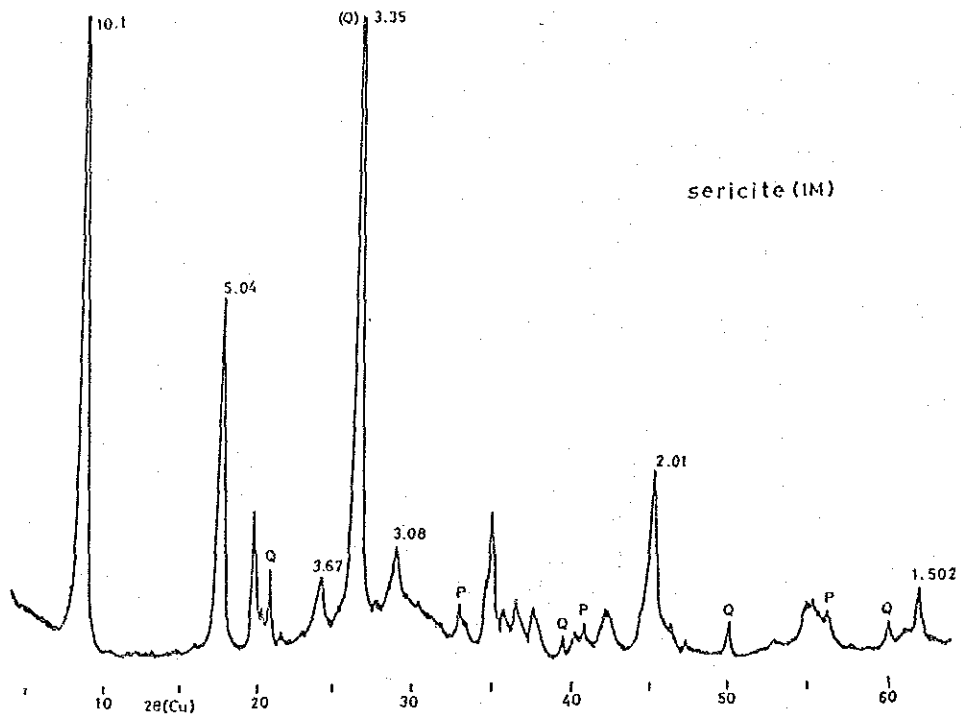


Fig. 5. X-ray powder pattern of 1M sericite (Colquechaca). Q=quartz, P=pyrite.

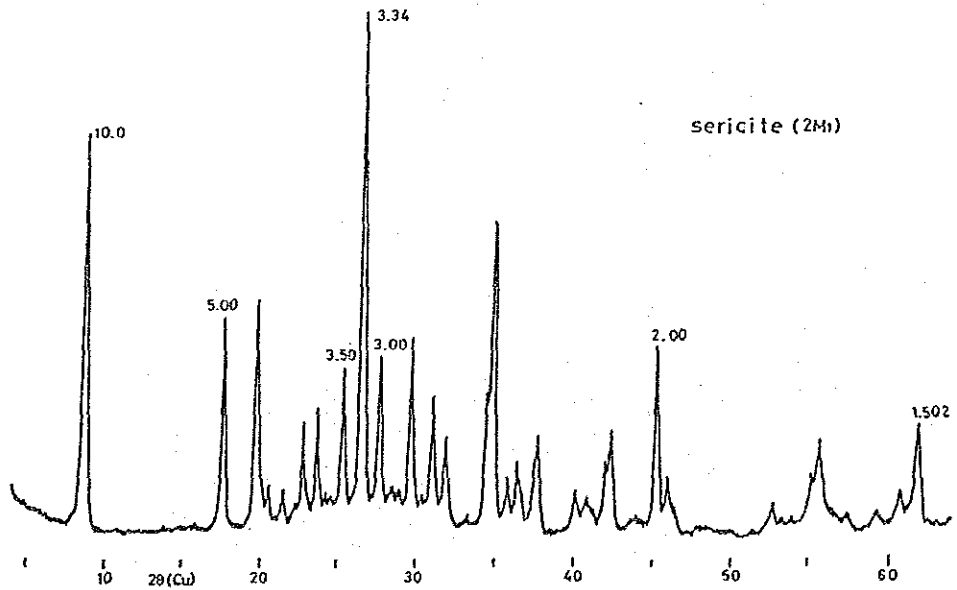


Fig. 6. X-ray powder pattern of 2M₁ sericite (Siglo XX).

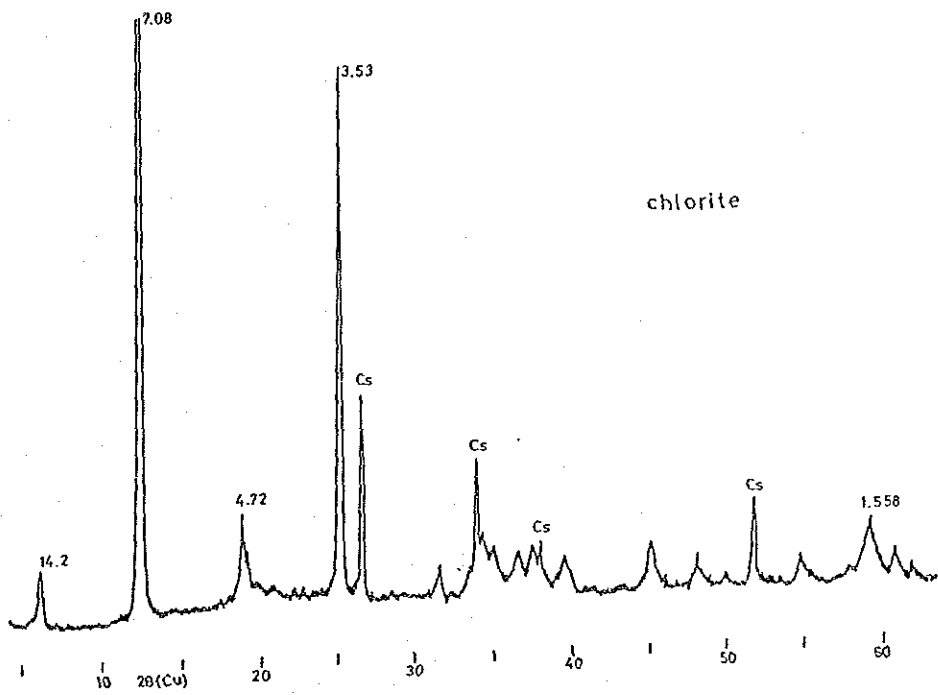


Fig. 7. X-ray powder pattern of chlorite (Colavi). Cs=cassiterite.

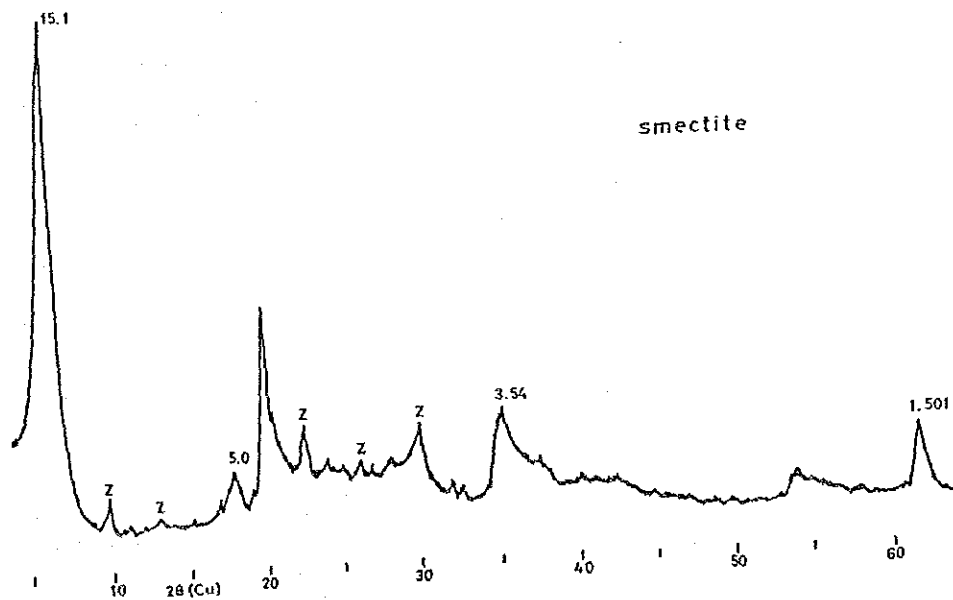


Fig. 8. X-ray powder pattern of smectite (Coro Coro). Z=zeolite (clinoptilolite?).

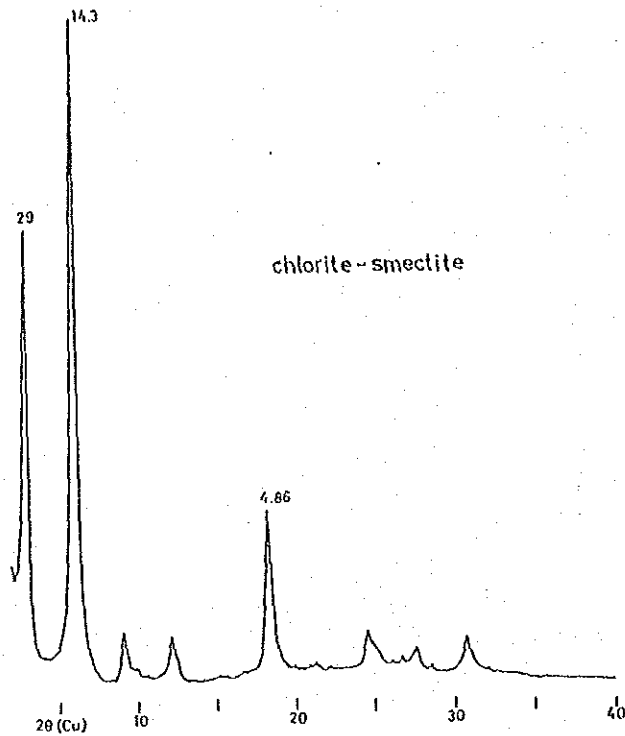


Fig. 9. X-ray powder pattern of regularly interstratified chlorite-smectite (Caracoles). This pattern is obtained from oriented specimen prepared on slide glass.

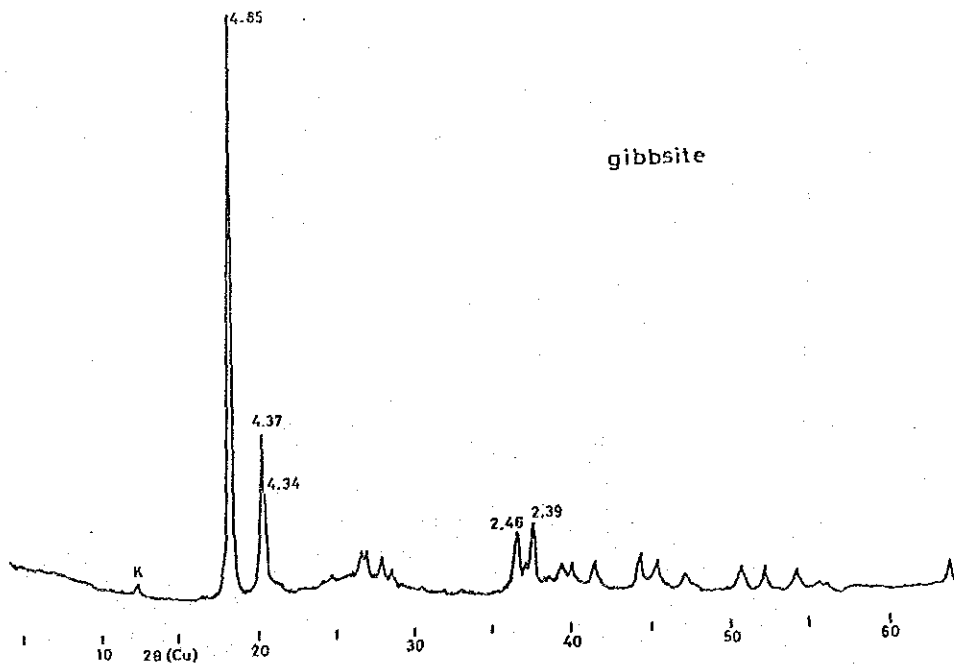


Fig. 10. X-ray powder pattern of gibbsite (Colavi). K=kaolin.

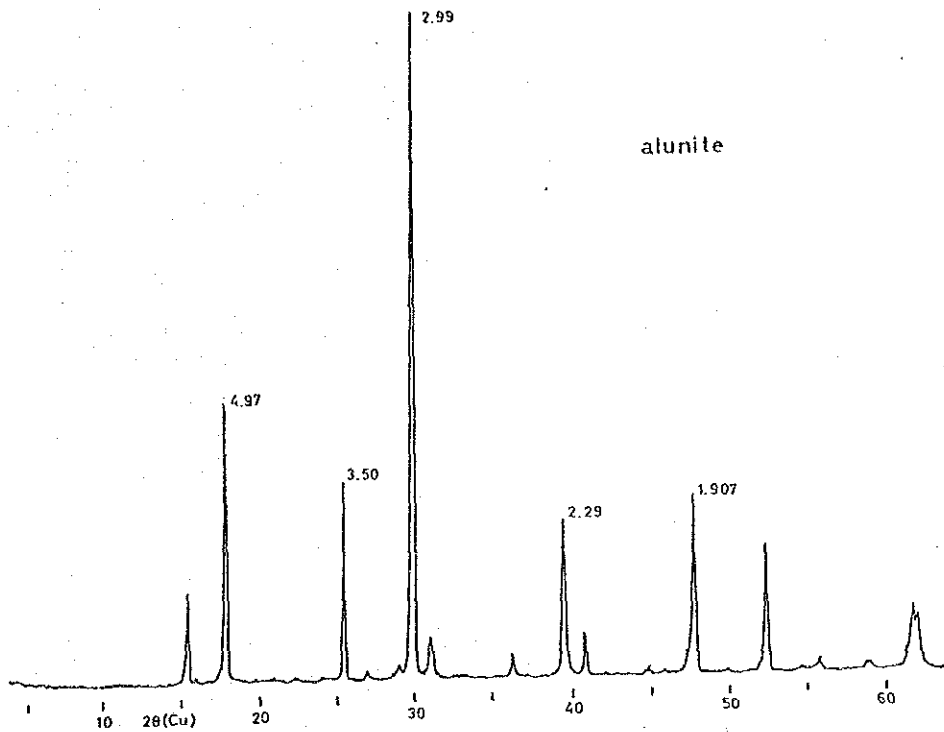


Fig. 11. X-ray powder pattern of alunite (San Jose).

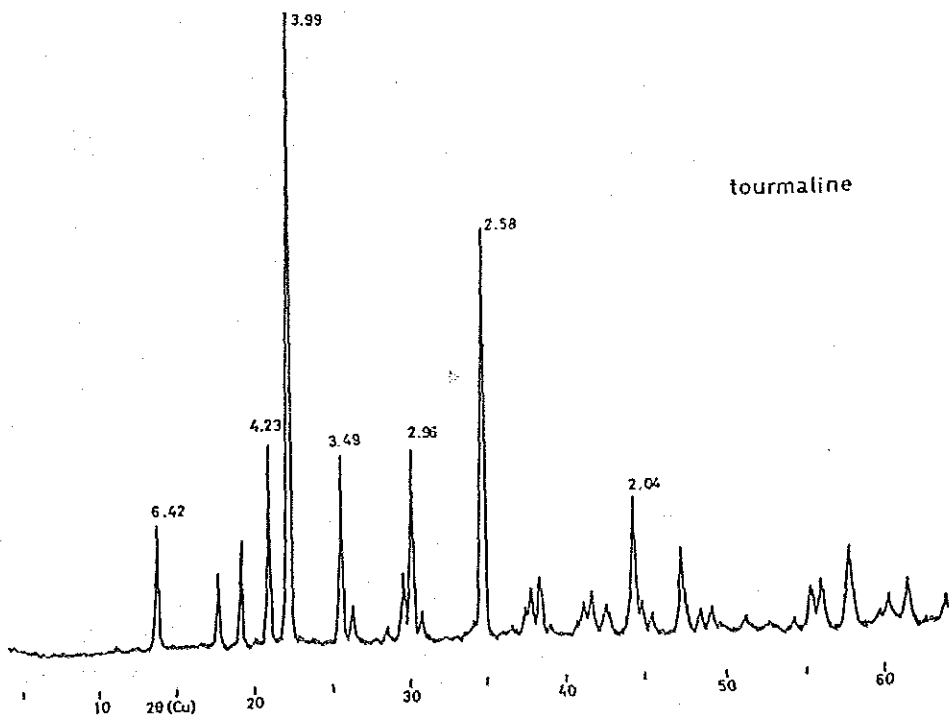


Fig. 12. X-ray powder pattern of tourmaline (Huanuni).

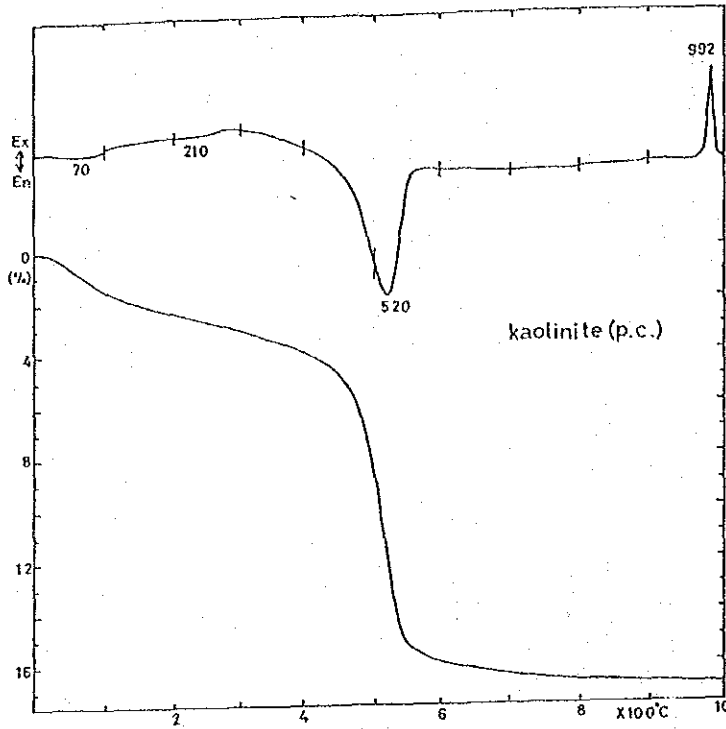


Fig. 13. Micro TG and DTA curves of poorly-crystallized kaolinite (Huanuni).

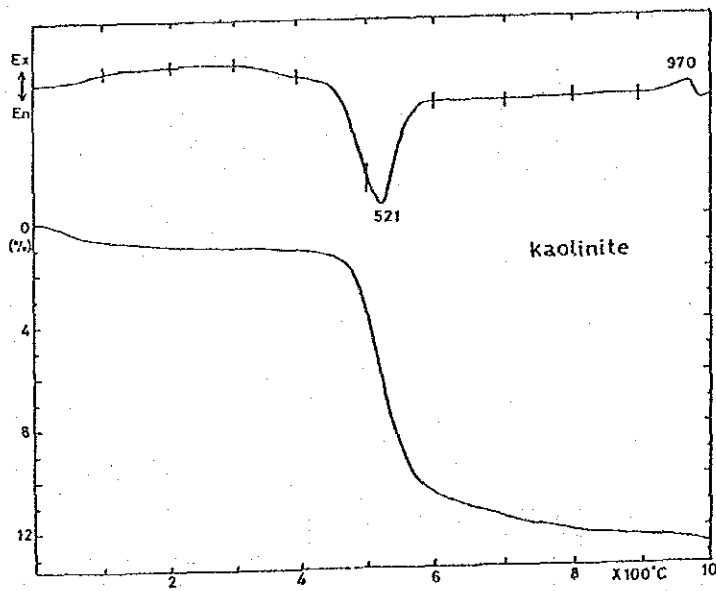


Fig. 14. Micro TG and DTA curves of well-crystallized kaolinite (San Jose).

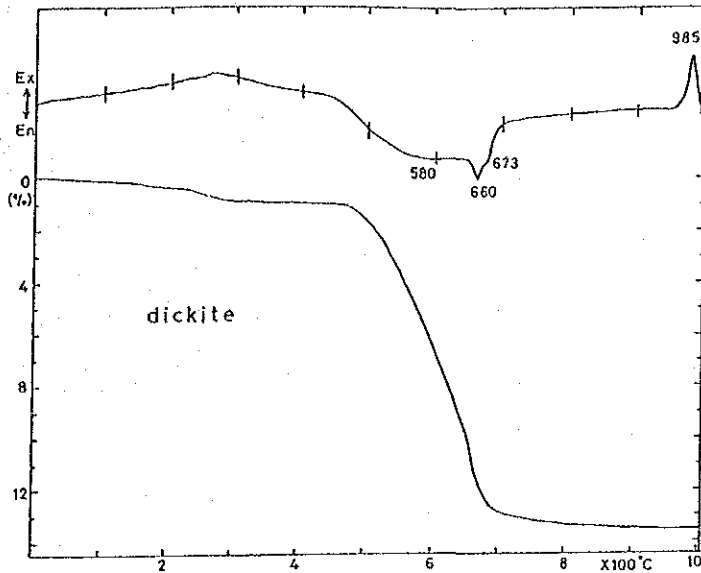


Fig. 15. Micro TG and DTA curves of dickite (Colavi).

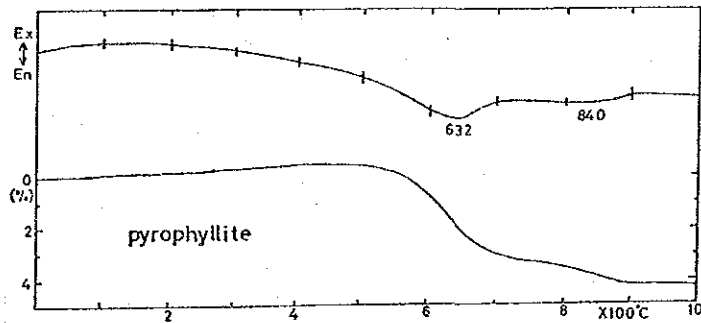


Fig. 16. Micro TG and DTA curves of pyrophyllite (San Jose).

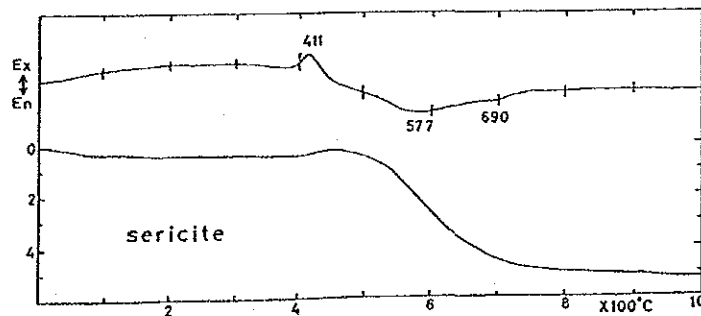


Fig. 17. Micro TG and DTA curves of sericite (Colquechaca). Reaction at 410°C may be due to pyrite.

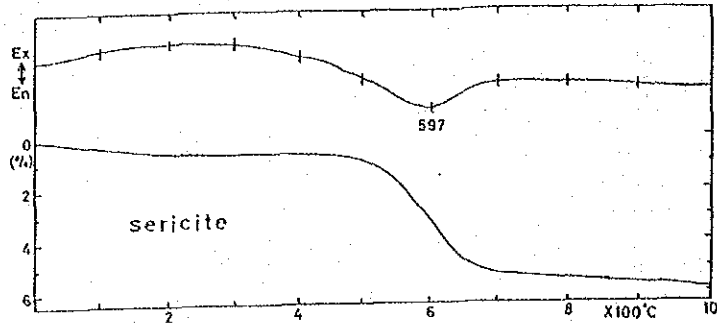


Fig. 18. Micro TG and DTA curves of sericite (San Jose).

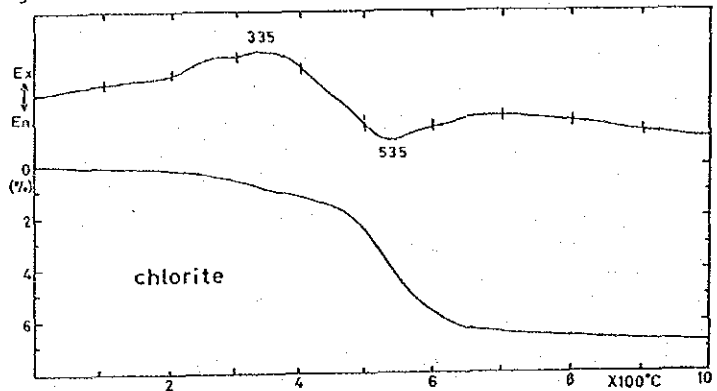


Fig. 19. Micro TG and DTA curves of chlorite (Colavi). Reaction about 300°C may be due to impurities.

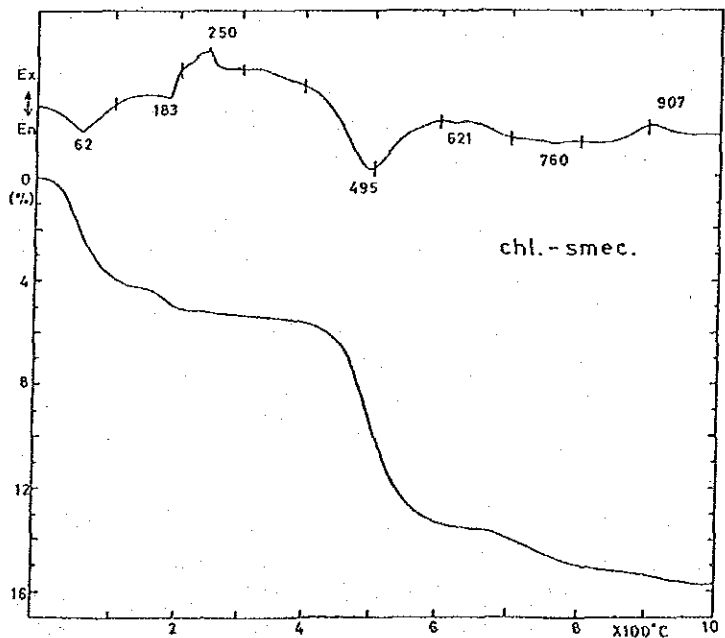


Fig. 20. Micro TG and DTA curves of regularly interstratified chlorite-smectite (Caracoles).

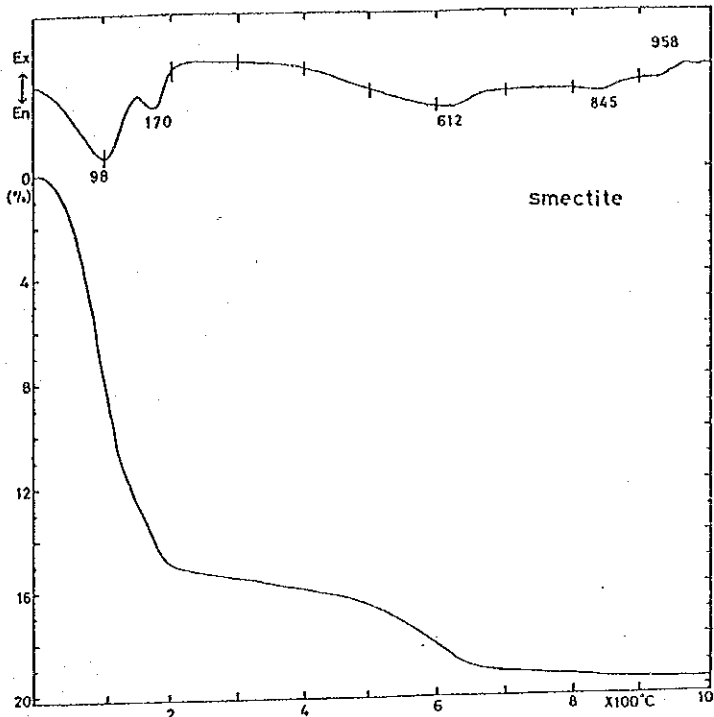


Fig. 21. Micro TG and DTA curves of smectite (Coro Coro)

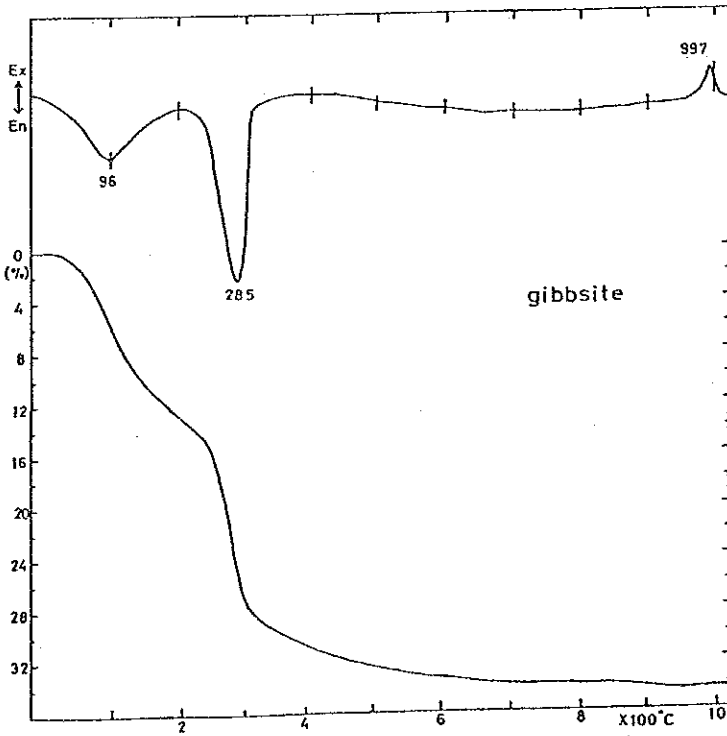


Fig. 22. Micro TG and DTA curves of gibbsite (Colavi).

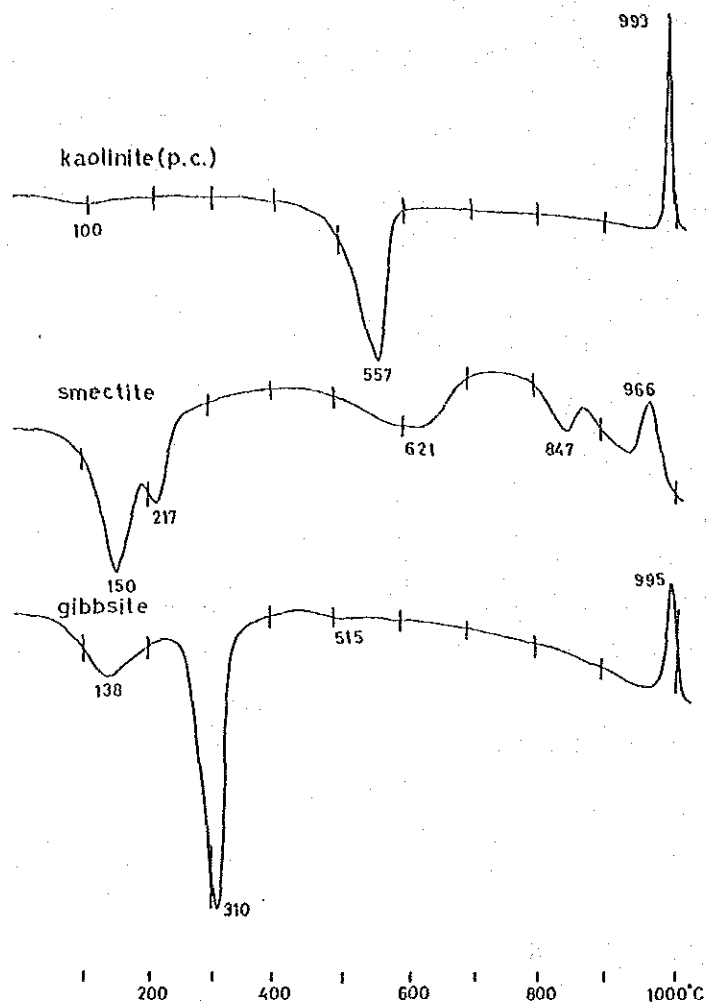


Fig. 23. Macro DTA curves of poorly-crystallized kaolinite (Huanuni), smectite (Coro Coro) and gibbsite (Colavi).

ボリヴィアの金属鉱床産主要変質鉱物のX線回折および熱分析データ

東 正治, M. ブランコ

ボリヴィア国の各種金属鉱床変質帯には、粘土鉱物、水酸化鉱物、硫酸塩鉱物、炭酸塩鉱物などの変質鉱物が多産する。代表的な変質鉱物13種について、X線粉末回折パターンと示差熱分析(DTA)、加熱重量減量分析(TG)結果を記載した。

RESULTADOS PRELIMINARES SOBRE LA
MINERALOGIA Y PARAGENESIS DE LA PARTE CENTRAL
DEL YACIMIENTO DE SAN JOSE - ORURO, BOLIVIA *

Hugo Alarcon and Orlando Sanjines
Instituto de Geologia Economica, UMSA, La Paz, Bolivia

* Trabajo presentado en el I COLOQUIO DEL INSTITUTO DE GEOLOGIA ECONOMICA. UMSA-JICA

La Paz, Enero 1985

RESUMEN

Muestras de las vetas "San José", "San Juan", "Grande" y "San Isidro" en la parte central del yacimiento de San José proveen excelente información mineralógica que permite obtener relaciones paragenéticas en la secuencia de mineralización, así como características de asociaciones particularmente de estannita y casiterita en función a sus condiciones de precipitación a partir de soluciones hidrotermales consideradas en varios pulsos activos.

La ausencia de texturas de ex-solución de estannita en esfalerita permiten estimar que la misma ha sido formada a temperaturas entre 400-600° C, por otro lado la presencia de casiterita con diferentes morfologías son interpretados como una consecuencia del reemplazamiento de sulfuros bajo condiciones especiales de temperaturas ejercidas en este proceso.

INTRODUCCION

El presente estudio se realizó en muestras obtenidas de las vetas "San José", "San Juan", "Grande" y "San Isidro" del yacimiento de San José cuyo objetivo principal comprende resaltar las relaciones paragenéticas de los minerales presentes y su significado en la posible génesis del yacimiento con relación a la presencia de estannita y casiterita fundamentalmente.

ESTUDIO MINERALOGICO

Una vez observados e identificados los minerales de mayor significado paragenético, el yacimiento es clasificado en el grupo de asociación Sn-Ag-Pb-Sb.

Entre los minerales observados se da una particular atención a la estannita. La misma que corresponde a la serie de fase del sistema cuaternario Cu-Fe-Zn-Sn-S según el tetraedro esfalerita-kesterita-estannita-calcopirita (Fig. 1).

La estannita comprendida dentro de un sistema cuaternario y en función a su composición química variable dependiente de factores de temperatura y presión ejercida durante la deposición, parece mostrar diferentes tipos como kesterita ($\text{Cu}_2\text{ZnSnS}_4$), estannoidita ($\text{Cu}_8\text{Fe}_3\text{Sn}_2\text{S}_{12}$), mawsonita ($\text{Cu}_6\text{Fe}_2\text{SnS}_8$) y rhodostannita ($\text{Cu}_2\text{FeSn}_3\text{S}_8$).

Por otro lado la ausencia de calcopirita en las muestras y texturas de exsolución entre estannita y calcopirita podría indicar que las soluciones ricas en Sn-Cu han mantenido una temperatura entre 400 a 600° C para formar estannita consumiendo Sn, Cu y Zn sin remanentes en las soluciones del primer pulso, para dar lugar a la formación de estannita a temperaturas menores como un mineral de exsolución en esfalerita según el orden normal de estos minerales en el intercrecimiento en depósitos metálicos (Diagrama N° 2).

Con relación a características de asociaciones mineralógicas de la estannita con otros minerales, se observa claramente que este mineral sólo reemplaza a la pirita y arsenopirita (muestra SK-007B esquema microscópico N° 8) y en algunos casos a cuarzo (esquema microscópico N° 2) en base a estas observaciones se ha considerado que tanto la pirita-arsenopirita son minera

les depositados antes que estannita.

Otras situaciones de la estannita sólo pueden ser observadas asociada con esfalerita, galena y reemplazada por sulfosales como zinckenita, franckeita y jamesonita (esquema microscópico N° 4).

La casiterita observada en varias muestras se presenta con diferentes micromorfologías especialmente cuando ésta se halla asociada a galena, esfalerita, estannita, pirita, etc. de hecho es bien conocida la morfología de tipo acicular de la casiterita en este yacimiento y esta situación es muy frecuente cuando se halla asociada a cuarzo, (muestra SK-004, Nivel -340, Veta San José, esquemas Nros. 9 y 11) sin embargo, también en la misma muestra puede observarse casiterita microcristalina diseminada e incluida en cuarzo (esquema microscópico N° 12) y con galena como remanentes de un posible pseudocristal (esquema microscópico N° 7), así como formas esferoidales microscópicas observadas en otras muestras.

En este estudio se pretende dar una explicación tentativa de la ocurrencia de la casiterita asociada a sulfuros en función a su micromorfología y que ésta derivaría sólo por reemplazamiento.

La casiterita y cuarzo son minerales precipitados en una fase temprana, seguida por una secuencia de sulfuros, como pirita-arsenopirita, estannita, galena-esfalerita, boulangerita, andorita, pirargirita, zinckenita, franckeita y jamesonita.

El cuarzo y la casiterita son minerales característicos en asociación en varios yacimientos polimetálicos en Bolivia y esta combinación es dada en una fase temprana con temperaturas de formación no mayores a 600° C para el cuarzo y 450° C para la casiterita, sin embargo, en el presente estudio se ha considerado que la estannita podría tener una precipitación entre 400° y 600° C, de modo que es posible diferencia varios pulsos activos de las soluciones mineralizantes o sea una primera pulsación con pirita-cuarzo-casiterita seguida por una pulsación de pirita-arsenopirita, una tercera de estannita-galena-esfalerita y una última de zinckenita-franckeita-jamesonita a temperaturas bajas y donde ocurren frecuentemente minerales de plata como andorita y pirargirita (secuencia de mineralización cuadro N° 1). En la ilustración N° 2, se ha idealizado una veta con la secuencia mineralógica que podría representar una secuencia normal en la parte central del

yacimiento de San José, sin embargo, debe considerarse que en función a las estructuras abiertas y las diferentes pulsaciones ocurridas sólo es posible encontrar partes de esta estructura y en algunos casos repeticiones que dan lugar a erróneas interpretaciones en la paragénesis, por otro lado es comprensible que las mayores acumulaciones de la mineralización se han llevado a cabo en la parte superior de las fracturas disminuyendo hacia la profundidad.

La casiterita de tipo acicular característica en este yacimiento se da asociada a pirita-arsenopirita, esfalerita, galena, estannita, siendo más rara con zinckenita, franckeita y jamesonita. Sin embargo, estos tipos de morfología en las casiteritas pueden ser observadas especialmente en casiterita asociada a galena, los sulfuros típicos como galena-esfalerita podrían haber tenido condiciones para reemplazar casiterita y en función a condiciones de solubilidad, temperatura, presión, es posible que ésta pueda adquirir condiciones especiales de llevar a la casiterita a una nueva fase líquida con posterior precipitación a temperaturas bajas dando lugar a diversas morfologías incluyendo el tipo colofome.

Los minerales de plata específicos como andorita y pirargirita ocurren principalmente asociados a franckeita-zinckenita-jamesonita especialmente pirargirita, lo que puede indicar una deposición tardía junto a estos sulfosales.

La galena no presenta inclusiones de minerales argentíferos observándose solamente boulangerita en diminutos cristales y la esfalerita es reemplazada por franckeita-zinckenita y jamesonita (esquema microscópico N° 3). Otras pulsaciones mineralizantes tardías de casiterita y cuarzo no parecen ser claras en la mineralización, sin embargo, queda abierta esta posibilidad y su confirmación debe efectuarse con estudios posteriores. Las pulsaciones tardías de pirita son aceptables y ésta se caracteriza por no contener inclusiones de casiterita, así como sulfosales propias de la pirita de deposición temprana como consecuencia de reemplazamientos.

CONCLUSIONES

Del presente estudio se puede concluir lo siguiente:

- 1.- La mineralización en la parte central de las vetas "San José", "Grande", "San Juan" y "San Isidro", esta caracterizada por una fase tem-

prana de la asociación pirita-cuarzo-casiterita; pirita-arsenopirita y estannita.

- 2.- Boulangerita, galena y esfalerita conforman una nueva asociación posterior a estannita.
- 3.- Andorita y pirargirita corresponden a una fase posterior y finalmente el grupo zinckenita-franckeita-jamesonita.
- 4.- La estannita en sus diferentes ocurrencias es un mineral frecuente y sus características ópticas variables sugieren la presencia de varios minerales dentro la serie esfalerita-kesterita-estannita.
- 5.- No se observan texturas de ex-solución de estannita con galena y esfalerita, lo cual podría sugerir la deposición de estannita a temperaturas altas.
- 6.- La casiterita presenta diferentes micromorfologías especialmente cuando ésta se halla asociada a galena. La misma que se considera en este estudio como resultado de reemplazamiento de casiterita por pirita, galena, esfalerita y menos frecuente por las sulfosales de fase tar-día.

B I B L I O G R A F I A

AHLFELD F., SCHNEIDER-SCHERBINA A., 1964 : Los Yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia.

MOH H. GUNTER, 1975 : Tin-containing mineral systems. Part II Phase relation and mineral assemblages in the Cu-Fe-Zn-Sn-S system.

OHSUKIT, KITAKAZE A., SUGAKI A., 1980 : Synthetic minerals with quaternary components in the system Cu-Fe-Sn-S.

PICOT P., JOHAN Z., 1982 : Atlas des mineraux metalliques. 2da. Edición, 1982.

RAMOOR PAUL, 1980: The Ore minerals and their intergrowths . 2nd. edition.

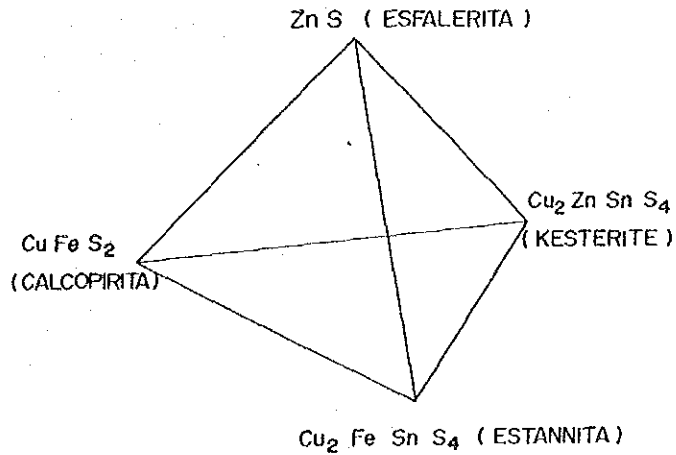
SUGAKI et.al., 1981 : Geological and mineralogical investigation on polymetallic hydrothermal deposits in Andes area of Bolivia.

SUGAKI A., et.al., 1983 : Geological and mineralogical studies on the polymetallic hydrothermal ore deposits in andes area of Bolivia.

ILUSTRACION ESQUEMATICA GENERAL DE LAS RELACIONES DE FACE ENTRE ESFALERITA - ESTANNITA - CALCOPIRITA

↓
INCLUYE UN SISTEMA IMPORTANTE GEOLOGICO EN DEPOSITOS DE ESTAÑO COMO PARTE DEL SISTEMA Cu-Fe-Zn-SnS

FIGURA N° 1



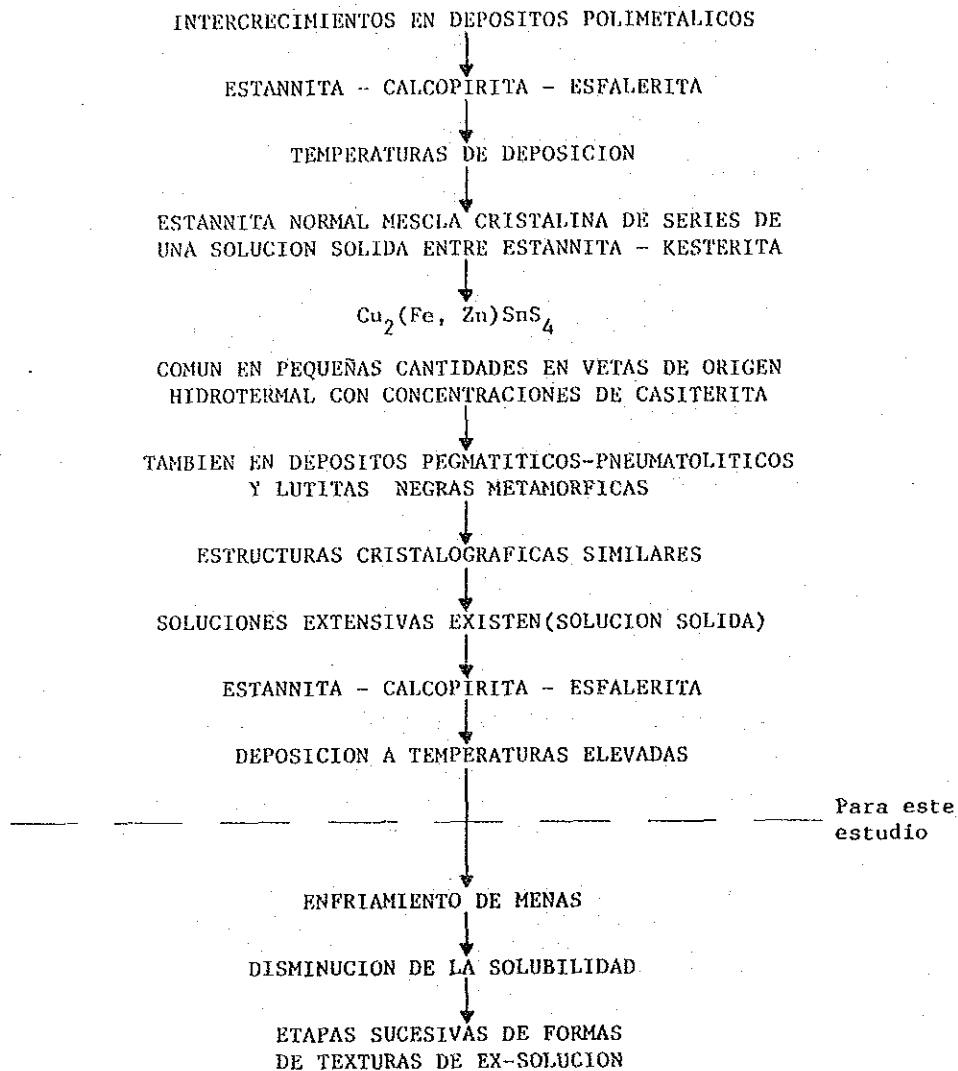
ESTANNITA

↓
VARIACIONES EN SU COMPOSICION QUIMICA Y ESTRUCTURAS

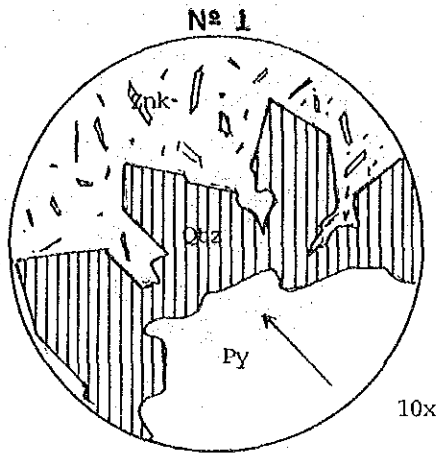
↓
FRECUENTE EN DEPOSITOS HIDROTHERMALES CON SULFUROS RICOS EN COBRE

↓
OBSERVACIONES MICROSCOPICAS DE MENAS PROVEEN DATOS EN LA PARAGENESIS DE DEPOSITOS SEGUN LAS RELACIONES DE FACES EN EL SISTEMA Cu-Fe-Zn-Sn-S Y LA SECUENCIA DE REACCIONES Y EX-SOLUCIONES EN FUNCION DE T - P

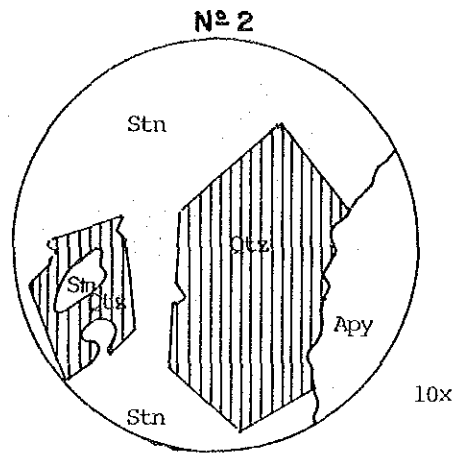
DIAGRAMA N° 2



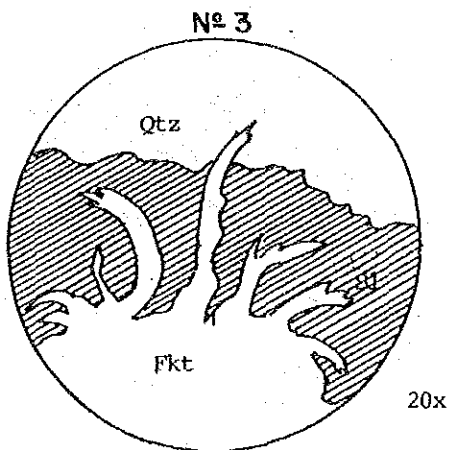
ESQUEMAS MICROSCOPICOS



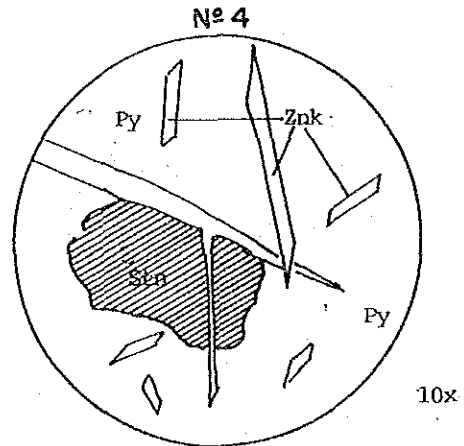
Sk -006 - (-340)
Veta San Isidro



Sk- 006 - (-380)
Veta San Isidro



M-14 (-380)
Veta San José

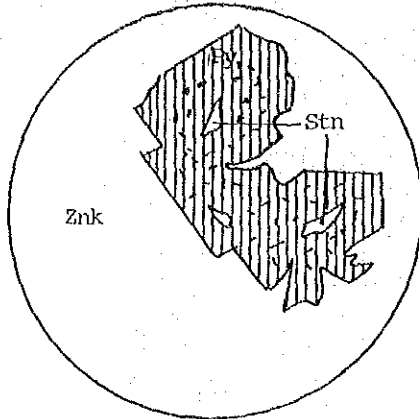


M-28 (-380)
Veta Grande

SIMBOLOGIA VER EN ILUSTRACION 2

ESQUEMAS MICROSCOPICOS

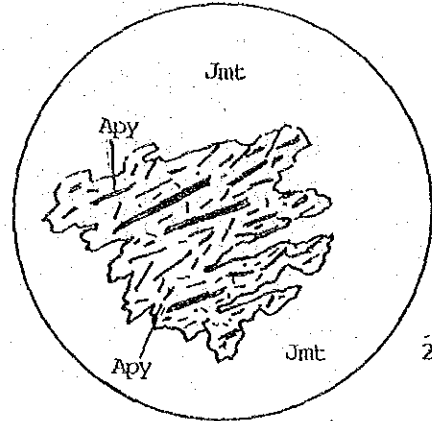
Nº 5



10x

Sk - 005 - (- 380)
Veta San José

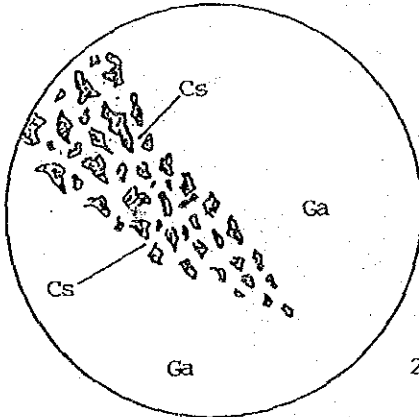
Nº 6



20x

Sk - 005 - (-380)
Veta San José

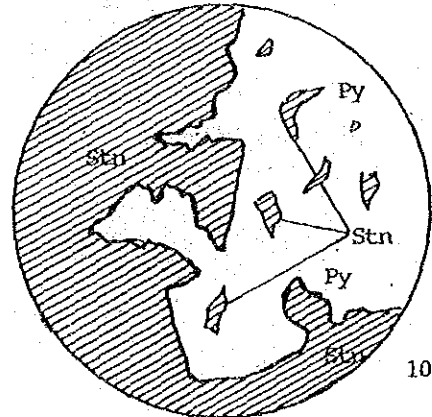
Nº 7



20x

Sk-004 (-380)
Veta San José

Nº 8

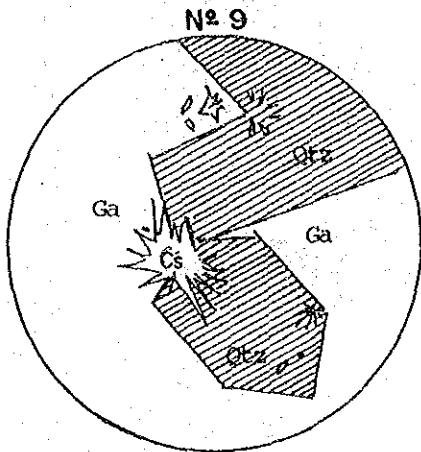


10x

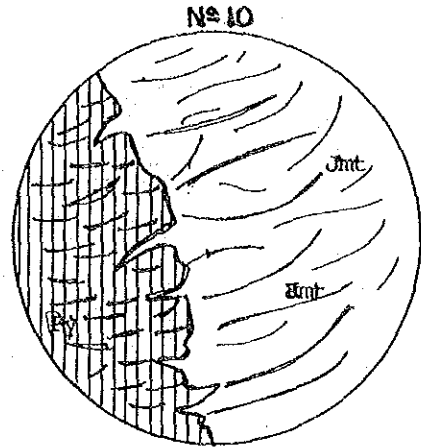
Sk-007B (-340)
Veta San José

SIMBOLOGIA VER EN ILUSTRACION 2

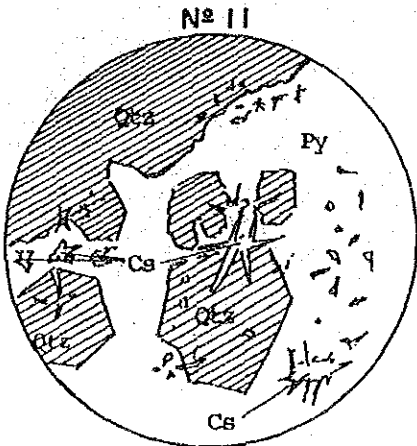
ESQUEMAS MICROSCOPICOS



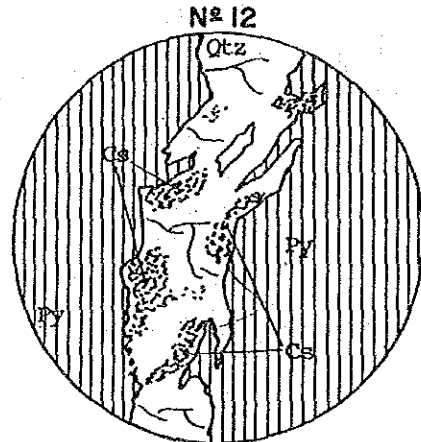
Sk - 004 - (-340)
Veta San José



Sk-006 - (-380)
Veta San Isidro



Sk-004 (-340)
Veta San José

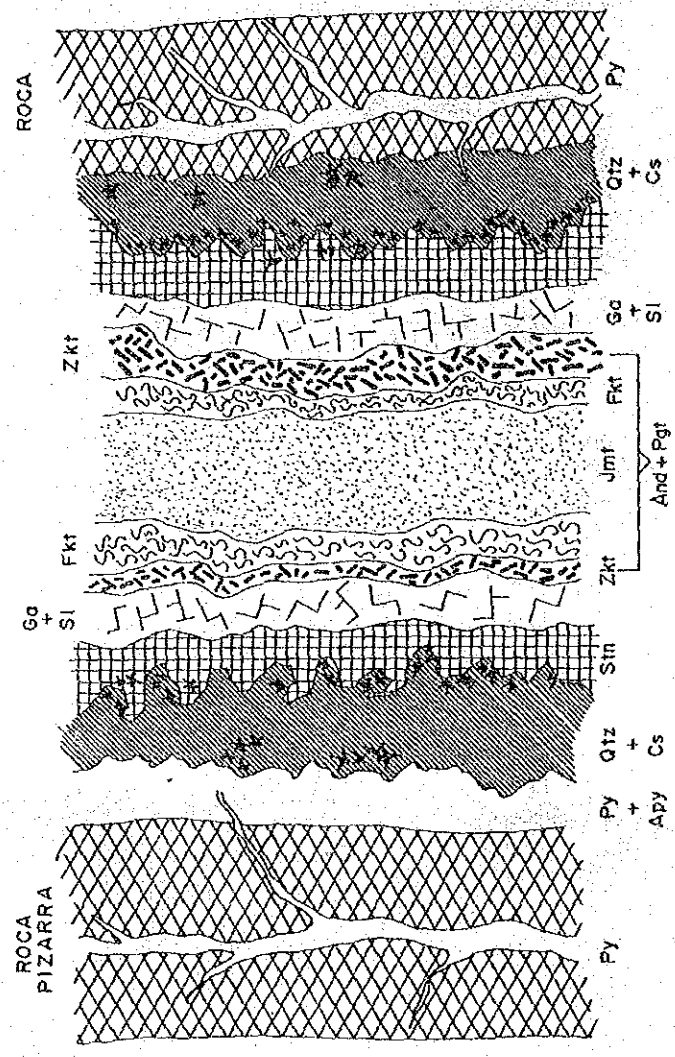


Sk-004 (-340)
Veta San José

SIMBOLOGIA VER EN ILUSTRACION 2

ILUSTRACION Nº 2

ILUSTRACION IDEALIZADA DE UNA MENA DE LA VETA "SAN JOSE" CON SECUENCIA DE MINERALES Y ASOCIACIONES



Dibujos: José Loraino A.

- | | | | | | |
|-----------|--------------|-----------|------------|-----------|------------|
| Py . . . | PIRITA | Qtz . . . | CUARZO | Zkt . . . | ZINKENITA |
| Apy . . . | ARSENOPIRITA | Stn . . . | ESTANNITA | Jmf . . . | JAMESONITA |
| Ga . . . | GALENA | Cs . . . | CASITERITA | Fkt . . . | FRANCKEITA |
| Si . . . | ESFALERITA | And . . . | ANDORITA | | |
| Pgt . . . | PIRARGIRITA | | | | |

CUADRO N° 1

PARAGENESIS MINERALOGICA DE LAS VETAS
 "SAN JOSE", "GRANDE", "SAN ISIDRO" (Parte Central)

NIVEL - 380, - 340

MINERALES	SECUENCIA DE MINERALIZACION
CUARZO CASITERITA	
PIRITA ARSENOPIRITA	
ESTANNITA	
GALENA ESFALERITA	
BOULANGERITA ANDORITA PIRARGIRITA	
ZINCKENITA FRANCKEITA JAMESONITA	
ALUNITA JAROSITA	

DIBUJO: JOSE LOROÑO A.

OBSERVATIONS OF SURFACE MICROTOPOGRAPHIES
FOR MINUTE MINERALS BY DECORATION METHOD

Morihiro AOKI

Department of Geology, Miyagi University of Education,
Sendai, 980, Japan

PREFACE

The main purpose of this paper is to introduce the new techniques for the examination of crystal-morphology of natural and synthesized minerals. Zeolite minerals crystallized as diagenetic products under the sedimentary environments, and also alteration minerals derived from hydrothermal mineralization are usually minute scale with in micron-order.

Crystal morphological characteristics are significant indicator of crystal growth mechanism and physico-chemical condition of surrounding solid/liquid phases. From this point of view, decoration - SEM method which was newly developed as original technique, was applied to the examination of surface microtopographies for minute minerals as hematite, clinoptilolite and mordenite using modern performed scanning electronmicroscope (HITACHI S-550 H).

DECORATION METHOD

The gold decoration method technique was applied to as - grown surface of clay minerals using transmission type electronmicroscope (Sunagawa and Koshino, 1975; Sunagawa and Tomura, 1979; Kitagawa et al., 1983). In this technique is necessary to heat up the specimens for the purpose of cleaning of crystal surface and make higher mobility of gold in the high vacuum circumstances of 10^{-4} torr. at 400 to 500°C for about two hours (Sunagawa, 1980). Therefore, it is impo-

possible to apply this technique for silicate hydrate breaking down at low temperature as zeolite minerals, and also this technique needs the delicate treatment in preparation of objective specimen for transmission electronmicroscope.

The operation system of new decoration technique is shown in Table 1. Starting minerals are subjected to the liquid-phase epitaxy (Bausser, E. and K. S. Löchner, 1981), under the hydrothermal condition at low temperature of 150 to 300°C in the weak alkaline solution of $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{K}_2\text{CO}_3$. After the liquid-phase epitaxy, specimens were undergone through the epitaxial deposition of ionic gold sputtering which enables selective nucleation of gold along growth layer-step under the low vacuum system of 0.05 to 0.1 torr. for 2 to 7 minutes. The new technique permit, the easy use of scanning electronmicroscope (SEM) under high magnification instead of traditional transmission type electronmicroscope. As the application examples of new technique "decoration - SEM method", hematite, clinoptilolite and mordenite are shown.

APPLICATION FOR HEMATITE

The test examples of decoration - SEM method for hematite from volcanic fumarole are presented. The comparison with optical reflection micrograph (Fig. 1-A) and scanning electron micrograph after operation of decoration (Fig. 1-B) are shown on (001) plane, exactly at same crystal.

The predominant effect of decoration operation is not shown in micrograph.

Distinctive difference is appeared under high magnification. Micro-morphological character mode is not clear in optical reflection micrograph (Fig. 1-C). In contrast surface microtopographies suggesting crystal growth steps are clearly shown (Fig. 1-D). Growth steps of hematite showing three-fold symmetry were observed as the microtopographical patterns of hyper fine spiral and striation on (001) plane (Fig. 1-E). Epitaxial gold deposition along growth-steps are clearly

shown, and its gold deposition along pyramid layer are easily removed with the operation of scratching (Fig. 1-F). Therefore, the decoration patterns are directly reproduced following to microtopographs as - grown facet without modification and/or damage.

SPIRAL GROWTH PATTERN OF CLINOPTILOLITE

The clinoptilolite specimens were obtained from Miocene dacitic tuff (From, Oga and Futatsui, Japan). Volcanic glass matrix of dacitic tuff is completely clinoptilolitized, and numerous micro-cavities of 50 to 200 μm in size are observed (Fig. 2-A). Individual crystal grains crystallize along the cavity wall with equant grain-size of 10 to 20 μm in any localities.

Clinoptilolite has a pseudorhombic system ($\beta = 91^\circ$), and has the external morphological planes of $m(110) \cdot b(010) \cdot t(201) \cdot x(021) \cdot c(001)$. Generally platy shaped crystal having large developed plane of $b(010)$ plane are dominantly occurred under the diagenetic environments. Surface microtopographic profiles showing spiral growth appear on $b(010)$ plane.

Surface microtopographies of clinoptilolite consist basic of three categories of growth layers such as mono-molecular layer, bunching macrostep layer and partition growth with the variation of growth spirals ranging from circular-rounded loup to polygonal layer step. Some typical examples are shown as follows.

a) Typical tetragonal growth spirals of mono-molecular layers with periodical equidistant steps starting from etch-pits suggesting dislocation site are observed (Fig. 2-C-D). Composite growth spirals which roll up the same direction and closed loup having reverse Burguer's vector are shown respectively (Fig. 2-G).

b) Characteristic partition growth divided to some growth sectors and misoriented layers from dislocation site occupying at the step-source (Fig. 2-F). This type of example is most dominant growth patterns of diagenetic clinoptilolite in the present examination. High density of layer-steps starting from twisting band, and poly-

crystal aggregates at the center step source are shown (Fig. 2-G). In any case, tetragonal polygonal patterns are observed basically.

c) Monomolecular spiral loup with rounded corner and equidistant steps are observed under high magnification of electronmicroscope. Such circular growth spirals are scattered on the all over b(010) plane (Fig. 2-H).

d) Idealized tetragonal spiral louns have well-defined periodicity and equidistant step with monomolecular layer thickness (Fig. 2-I).

NUCLEATION UNDER SEDIMENTARY ENVIRONMENT

Modes of natural occurrences, microscopic crystallization modes, variation of spiral growth patterns and the partition growth mechanism are significant indicator for interpretation of nucleation and crystal growth mechanism under the sedimentary environments.

Characteristic mode of occurrences of diagenetic clinoptilolite are follows: a) Crystal size is minute in any localities without exception. b) Crystal grain size is almost constant. c) There is show amount of production and regional distribution. Following consideration is derived from viewpoint of nucleation and supersaturation in the formation system.

Burial compactness is effective for the attainment of supersaturation resulting from the decreasing of permeability and from the interaction between volcanic sediment and interstitial water. Increasing of geothermo effect for the reduce of period to attainment of supersaturation. Crystal size and equant grain suggest that the degree of nucleation rate is high. It is interpreted that nucleation simultaneously occurred in the wide region. Many examples of partition growth support to high degree of crystal growth rate. Therefore, it is estimated that the period requiring for crystallization processes is short time which widely differ from geological time scale. On the contrary, the period requiring for attainment of supersaturation as a prerequisite factor of nucleation is considered to geological long interval. Crystallization processes is final stage after

concentration of solution, attainment of supersaturation and nucleation. Condition of surrounding phase varies following the progressive crystallization so rapidly. Therefore, it is necessary to consider not only the crystal growth patterns but also the attainment of supersaturation factor.

CRYSTALLIZATION OF CLINOPTILOLITE

Growth rate is dependent on both the degree of supersaturation and environmental gethermo. Roughness and smoothness of liquid/solid interface are controlled by temperature of surrounding phase. Generally, growth spiral shows the highly kinked circular loup increasing of temperature. In the case of low development of kink, polygonal growth spirals with crystallographic orientation are appeared. Controlling factors for growth spiral are: 1) Temperature. 2) Vapor phase and aqueous phase. 3) Types of solution. 4) Solubility of volcanic sediments. 5) Effect of impurity. 6) Orientation of crystal plane. 7) Bond energy on liquid/solid interface.

Aboved factor of No.2, 3, 4, 6 and 7 is put out of consideration from point of view the limitation for objective mineral and geological environments. It can be regarded that the effects of impurity is the same content in any volcanic sediments. Environmental temperature is one of most important factor during the crystallization under diagenesis. In this point of view, variation of spiral pattern means the indicator of temperature. In the variation of aboved mentioned spiral patterns, genetic temperature of circular and irregular spirals (Fig. 3-B) is higher than that of typical tetragonal and equidistant spirals (Fig. 3-A). Both the composite spirals and missoriented step-source signify large growth rate.

SPIRAL GROWTH OF MORDENITE

Examination of surface-microtopographies for mordenite is not reported up to present. Mordenite was synthesized from dacitic tuff in weakly alkaline solution of $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{K}_2\text{CO}_3$ at 210 to 250°C under 200 bars for about 7 days. Large mordenite crystal (Max. 4 x 150 μm) was obtained under the condition of lower nucleation rate. Detectation of growth

patterns was tried using decoration operation. Mordenite has a orthorhombic columnar consisting of $b(010)$, $c(001)$, $a(100)$ and $t(201)$ plane.

Crystal growth patterns were appeared on the (010) plane. Striation and regular zigzag patterns were observed with the periodical arrangement (Fig. 4-A·B). This zigzag patterns are the two-dimensional alternative growth steps with different growth vector of upward and downward parallel layer, and correspond to "interlacing pattern: which appeared from monomolecular stacking layers with two-dimensional crystallographic orientation. Layer front at central part of (010) plane shows the high-kink density, meaning large advancing rate of individual growth layer (Fig. 4-C·D). Layer advancing is disturbed with the effect of accidental mistake in stacking resulting from rapid advancing rate and influence of chemical impurities (Fig. 4-E). Interlacing steps are shift to striation patterns according to decline of advancing rate at the both crystal edge. Alternative individual layer sweep progressively toward to head of crystal. (Fig. 4-F) The interlacing layer consist of a couple of upward and downward parallel layer with monomolecular thickness.

Interlacing growth patterns of mordenite were classified as follows:

1. Periodical regular type showing the straight advancing front and interlacing angle of about 90° .
2. Type showing the curved advancing front, with high kink density by large advancing rate.
3. Bunched type, showing circular advancing front with high kink density, and also the uncomplete interlacing patterns and partition growth parallel to c -axis.

Aboved variation of types follow the advancing rate of growth layer.

Synthetic temperature of mordenite is constantly at 210°C under the exact same reaction system. Judging from regularity and crystallographic orientation, type No. 1 correspond to the defined polygonal spiral (Sunagawa, 1980). Type charactrized with high kink density and circular curved layer, under the defined circular spiral (Sunagawa, 1980). Growth spiral change to circular type from polygonal type according to increasing the advancing rate of growth layer. Curved type such as category of No. 2 belongs to intermediate type of aboved both types.

Partition growth mechanism is attributed to the large growth rate.

APPEARANCE MECHANISM OF INTERLACING PATTERN.

The mutual relationships between crystal structure and monomolecular growth layer were examined through the analysis for interlacing patterns. Mordenite, space group Cmc2, a_0 18.13 Å, b_0 20.49 Å, c_0 7.52 Å (Meier, 1961), has a condensation structure consisting of five-membered ring of (Si,Al) O_4 tetrahedron (Fig. 5). Twelve membered-rings with major diameter 6.6 Å and minor diameter 5.8 Å, form the tunnel pass in elliptic basal section of (001) and show the bundle of c-axis pipes. In the projection on a-b plane, 8-12-8 membered-rings train parallel to a-axis, and also 8-4-12-4-8 membered-rings connect parallel to b-axis (Fig. 6). The (100) plane corresponds to mirror plane.

Therefore, each symmetrical tetrahedron across the (100) plane occupies a equivalent site. In contrast (010) plane is not mirror plane. Five membered-rings occupying to symmetrical position against the (010) plane is not equivalent.

Stacking system of interlacing mechanism is not appeared when the individual stacking layer has the step-height of monomolecular or integral multiple molecular units. In the case that the thickness of sweeping layer is half-molecule unit ($b_0/2 = 10.25$ Å) bounding with 8-12-8 membered-rings train, growth vector is different between the upside to downside stacking. Alternative individual stacking layer with half-molecule thickness is not equivalent crystallographically. Interlacing patterns appear as the formation mechanism of alternative stacking with uniform half-molecule thickness (Fig. 6).

The layer parallel to (010) plane sweep out preceedingly in stacking. Proceeding formation the 5-4-5 membered-rings train with half-molecule thickness parallel to (010) plane are attributed to high bond energy of condensation combination between five membered-rings and four membered-rings. It is explained that the 8-12-8 membered-rings train stack after the sweeping of 5-4-5 membered-rings layer.

Individual stacking layer consisting from upward to downward parallel layers of half-molecule thickness have two kind of different direction of Burger's vector. The relation mode of crystallographic orientation depended on the growth vector of stacking layer and is directly reflected to the symmetry of interlacing patterns. (Fig. 5.6).

SUMMARY

The new technique "Decoration - SEM method" was applied to examination for natural and synthetic minute mineral such as clinoptilolite and mordenite. Clinoptilolite as the diagenetic products under the sedimentary environments show the typical spiral growth. Clarification for the crystallization under the diagenetic surrounding phases is necessary to introduce the interpretation of crystal growth model in aqueous solution. It is possible to discuss the characterization for the geothermo, regional correlation of growth rate and distribution of supersaturation in sedimentary environments.

Acknowledgement is due to Professor Sakuro Honda of Akita University and Professor Ichiro Sunagawa of Tohoku University for their significant comments and suggestions. The author appreciate to Dr. Mizuhiko Akizuki of Tohoku University for valuable discussion.

REFERENCES.

- Bauser, E. and K.S. Löchner (1981), Steps on facets of solution grown GaAs epitaxial layers. *Journal of crystal Growth*, Vol. 55, 457-464.
- Kitagawa, R., Takeno, S. and Sunagawa, I. (1983).
Surface microtopographies of sericite crystals formed in different environmental conditions.
Mineralogical Journal, Vol. 11, No. 6, 282-296.
- Meier, W.M. (1961), The crystal structure of mordenite (ptilolite).
Z. Kristallogr. Vol. 115, 439-450.
- Sunagawa, I. (1980), Crystal growth in nature.
Jour. Jap. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol. Spec. Issue, 2, 55-62.
- _____ and Y. Koshino (1975), Growth spirals on kaolin group minerals.
Amer. Mineral., 60, 407-412.
- _____ and S. Tomura (1976), Twinings in phlogopite. *Amer. Mineral.* 61, 939-943.

AS - GROWN NATURAL MINERALS
 SYNTHETIC MINERALS
 ↓
 LIQUID - PHASE EPITAXY
 UNDER HYDROTHERMAL CONDITION
 AT LOW TEMPERATURE
 ↓
 SELECTIVE GOLD EPITAXIAL DEPOSITION
 BY IONIC SPUTTERING UNDER LOW VACUUM SYSTEM
 ↓
 OBSERVATION USING SCANNING ELECTRON MICROSCOPE
 UNDER HIGH MAGNIFICATION

Table 1. The operation system of new decoration technique

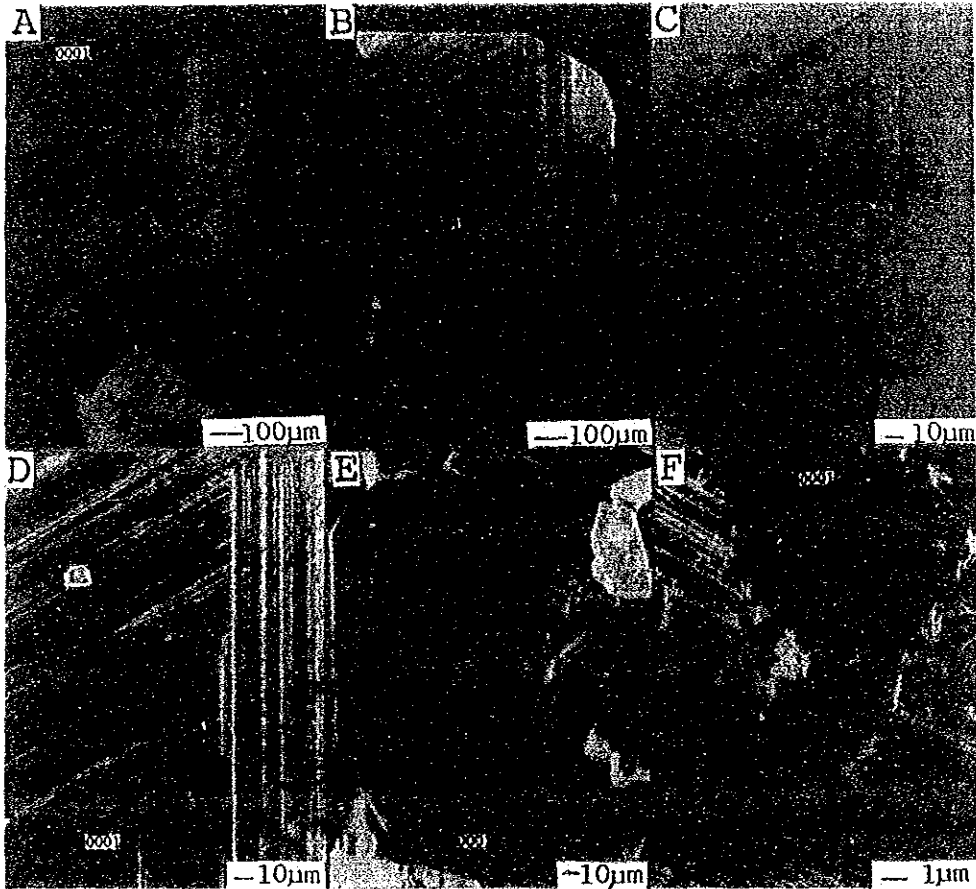


Fig. 1. Comparison with optical reflection micrographs and scanning electron micrographs on (0001) plane of hematite

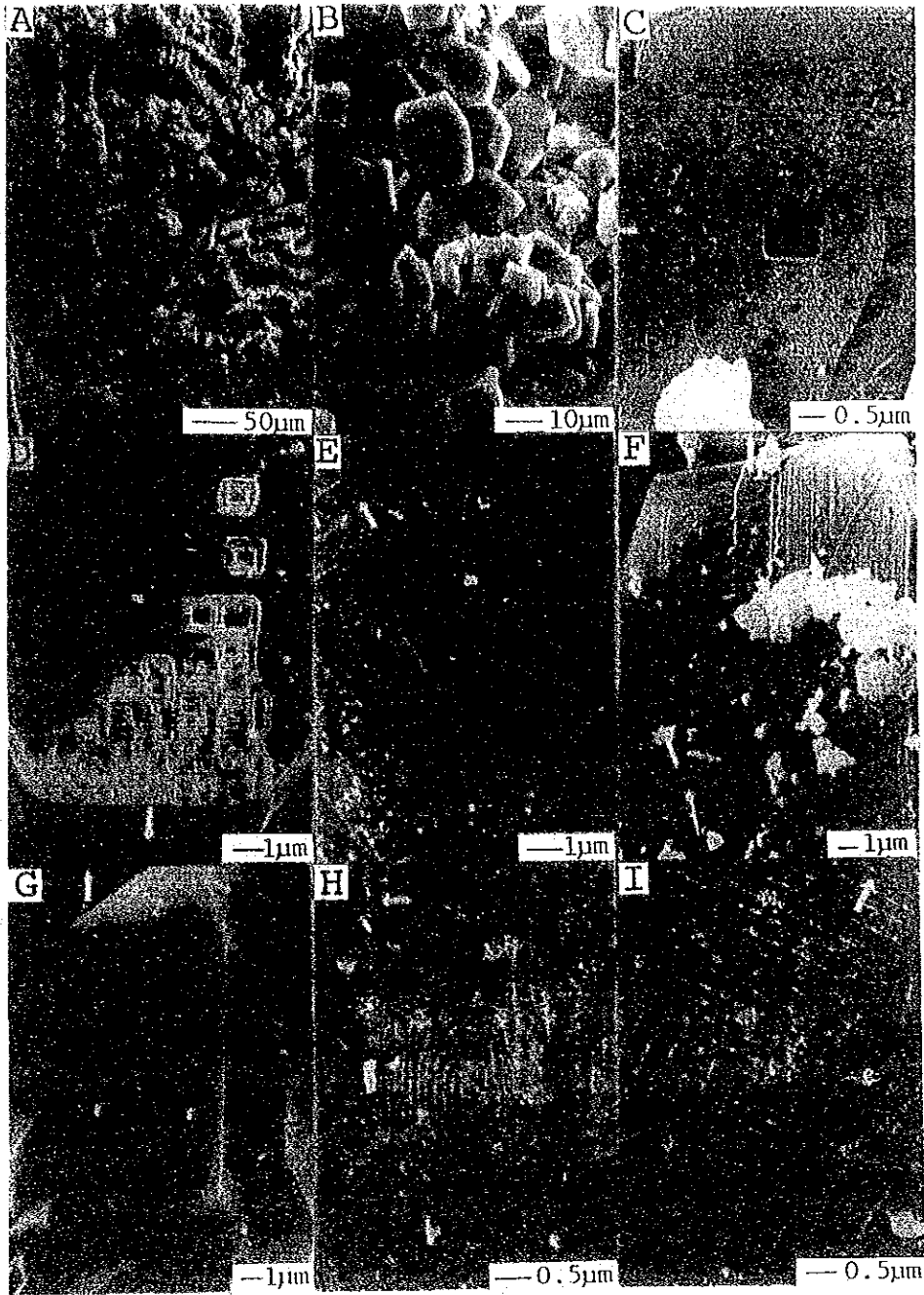


Fig. 2. Variation of growth spirals on (010) plane of diagenetic clinoptilolite

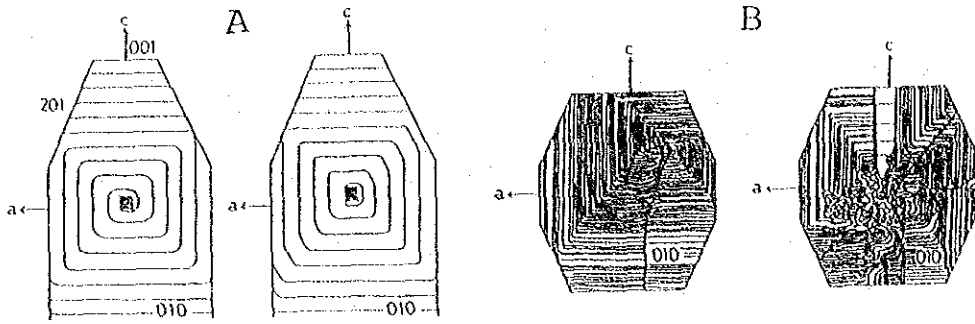


Fig. 3. Schematic diagrams of predominant growth spirals on (010) plane of clinoptilolite

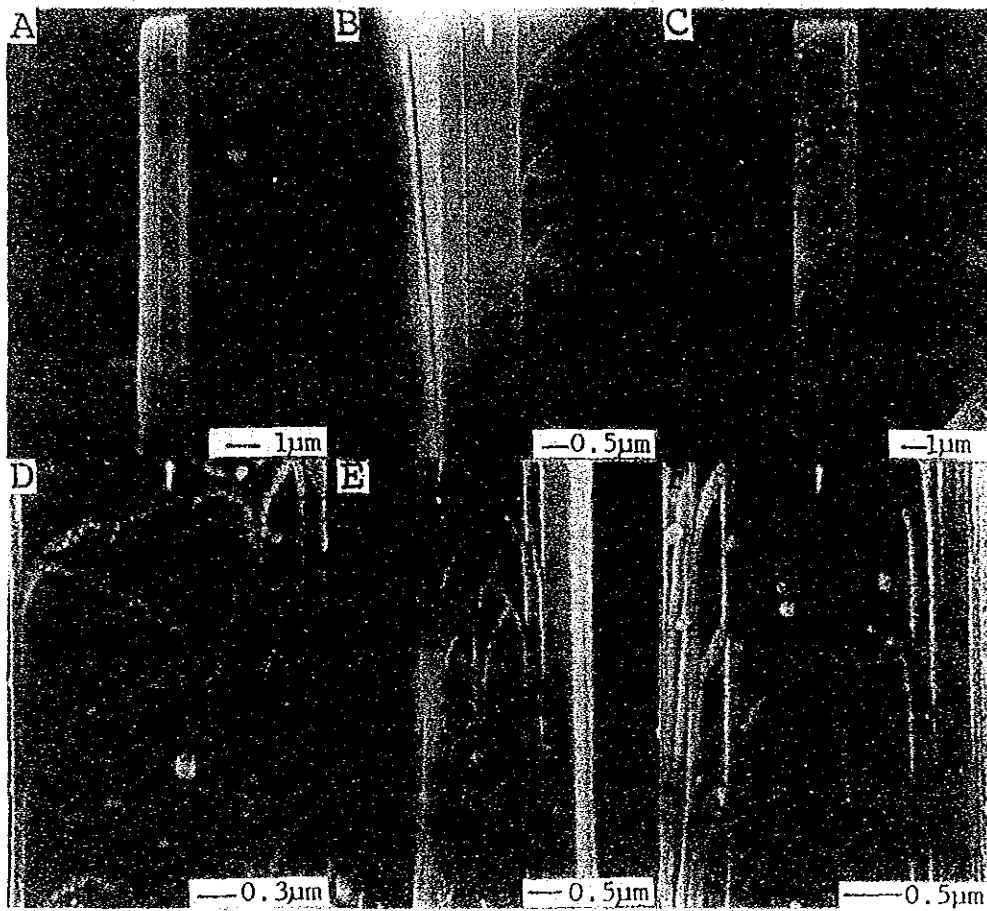


Fig. 4. Interlacing growth spirals on (010) plane of synthetic mordenite

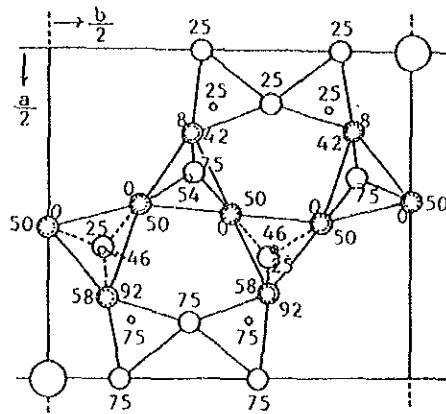


Fig. 5. Condensation structure of mordenite consisting of five membered-ring of $(\text{Si},\text{Al})\text{O}_4$ tetrahedron

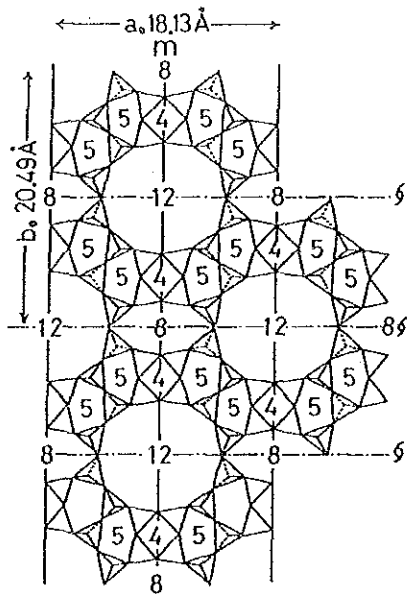


Fig. 6. The projection on a-b plane consisting of 8-12-8 membered-rings parallel to a-axis, and 8-4-12-4-8 membered-rings connect parallel to b-axis

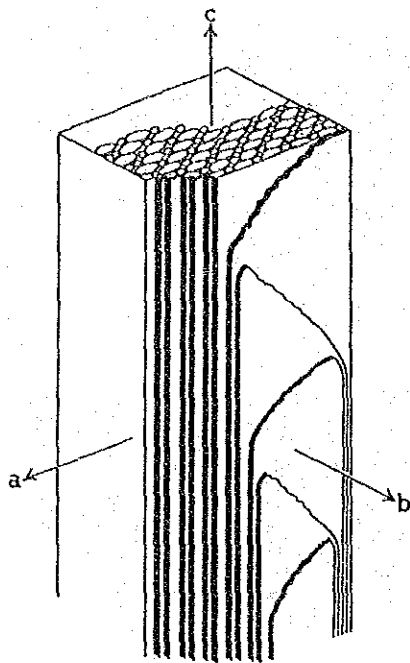


Fig. 7. Schematic diagram of interlacing growth patterns showing the formation mechanism of alternative stacking with uniform half-molecule thickness

STATISTICS AND DATA ANALYSIS IN GEOLOGY. BY JOHN C. DAVIS

~~-----~~ A MANUAL AND REWRITTEN PROGRAMS ~~-----~~

M. Yamamoto

Department of Geology, Kagoshima University, Kagoshima, 890, Japan

(ABSTRACT)

The Davis' (1973) FORTRAN programs were translated to N-88 BASIC ones. Translation was performed with the NEC personal computer PC-8801 and surrounding units given from Japan International Cooperation Agency (JICA) to Instituto de Geologia Economica (IGE), Universidad Mayor de San Andres. The manual of personal computer PC-8801 and the lists of programs translated are given in this paper.

HOW TO USE PROGRAMS

A user's manual is as follows.

1. Before Calculation

- (1) Turn "ON" power switch of Automatic Voltage Regulator AR-1000.
- (2) Turn "ON" power switch of Mini Disk Unit PC-8031-2.

- (3) Depress "ON" power witch of Disk Unit PC-8881.
- (4) Turn "ON" power switch of Dot Matrix Printer PC-8821.
- (5) Depress "ON" power switch of Personal Computer PC-8801.
- (6) Set the disk labeled "STATISTICS AND DATA ANALYSIS IN GEOLOGY" to Drive 1 of Disk Unit PC-8881.
- (7) Depress RESET button of Personal Computer PC-8801.

```
Disk version [Aug 20,1982]
How many files(0-15)? █
```

- (8) Depress a "CR" key.

```
NEC N-88 BASIC Version 1.1
Copyright (C) 1981 by Microsoft
45341 Bytes free
Ok
█
```

2. Calculation

- (1) Depress a "f.1" key.

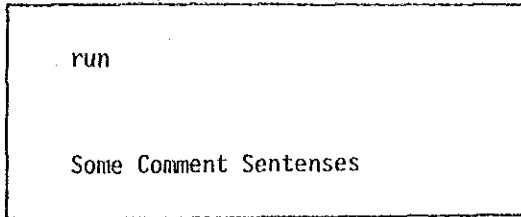
```
"load █
```

- (2) Input "1:File Name (which you want)""

```
Ok
```



(3) Depress a "f.4" key.



(4) Start calculation

(5) If you want to repeat the calculation, go back (3).

3. After Calculation

- (1) Take off the disk from Drive 1 of Disk Unit PC-8881.
- (2) Depress "OFF" power switch of Personal Computer PC-8801.
- (3) Depress "OFF" power switch of Disk Unit PC-8881.
- (4) Turn "OFF" power switch of Mini Disk Unit PC-8031-2.
- (5) Turn "OFF" power switch of Dot Matrix Printer PC-8821.
- (6) Turn "OFF" power switch of Automatic Voltage Regulator AR-1000.

CONTENTS OF PROGRAM

I. ELEMENTARY STATISTICS

1. Statistics

- (1) Mean of Samples XMEAN
- (2) Variance of Samples VAR

(3) Covariance between Variables	BICOV
(4) Correlation between Variables	BICOR
2. Analysis of Variance	
(1) One-Way Analysis of Variance	ONEOVA
(2) Two-Way Analysis of Variance	TWOVA
3. Standardization	ZTRANS
II. ANALYSIS OF SEQUENCES OF DATA	
1. Equal Spacing or Interpolation Procedures	
(1) Equal Spacing of Data by Linear Interpolation	EQSPL
(2) Equal Spacing of Data by Rectangular Integration	EQSPR
2. Least-Squares Methods and Regression Analysis	
(1) Linear Regression	LINFIT
(2) Curvilinear Polynomial Regression	POLYD
3. Smoothing	SMOOTH
4. Autocorrelation and Cross-Correlation	
(1) Autocorrelation	AUTOCR
(2) Cross-Correlation	CROSCR
5. Cross-Association	XASSOC
6. Fourier Series	FOURER
III. Map Analysis	
1. Rectangular Grid	GRID
2. Polynomial Trend Surface	TREND
3. Double Fourier Series	DBLFOR
IV. ANALYSIS OF MULTIVARIATE DATA	
1. Multiple Regression	MUTLR
2. Standardized Multiple Regression	RMULT

- 3. Linear Discriminant Function DISCRM
 - 4. Cluster Analysis CLUSTR
 - 5. Factor Analysis
 - (1) Principal Component Analysis PCA
 - (2) Factor Analysis FACTOR
- V. OTHERS
- 1. Title TITLE

REFERENCE

Davis, J. C. (1973): Statistics and Data Analysis in Geology. John Wiley & Sons, 550 pp.

MINERALOGIA Y PARAGENESIS DE LA VETA "D"
SECCION ITOS MINA SAN JOSE ORURO

ORLANDO SANJINES*
FREDDY SAAVEDRA*

* Instituto de Geología Económica, UMSA, La Paz, Bolivia

R E S U M E N

La geología del distrito de Oruro consiste de las formaciones Cancañiri, Llallagua, Unica y Catavi del sistema silúrico, también existen rocas intrusivas de edad miocénica (13 a 26 m.a.). El depósito de estaño de San José ocurre como vetas polimetálicas, con muchos minerales como el cuarzo, pirita, casiterita, estannita, jamesonita, y sulfosales de plomo-plata y antimonio. Estos están íntimamente asociados con el stock dacítico intruido en el mioceno.

La casiterita de la veta "D" en San José se presenta en íntima asociación con la pirita y el cuarzo, el cual cristalizó en una etapa temprana de mineralización, por otra parte, los sulfosales como la jamesonita, franckeita, zinckenita y andorita, etc., se formaron en la etapa tardía, indicando un proceso telescópico. En la mina San José (Veta "D"), existen muchas evidencias que caracterizan la mineralización exothermal, como ser una cristalización polimetálica, minerales telescoping, una zonación mineral y una íntima relación con actividad ígnea.

A B S T R A C T

The geology of the Oruro district is consisted of Cancañiri, Llallagua, Unica, and Catavi formations of silurian systems, also there is intrusive rocks of miocene age (13 to 26 m.y). The tin deposits of San José occur as polymetallic veins with such a number of minerals as quartz, pyrite, cassiterite, stannite, jamesonite, and lead-silver antimony sulfosalts. They are in intimate association with stock, dacite intruded in miocene age-cassiterite at "D" vein in San José occurs in intimate association with were crystallized at early stage of mineralization on the other hand sulfosalts mineral like, jamesonite, franckeite, zinckenite and andorite, etc. were formed at later stage comparatively and indicates telescoping process. At San José mine ("D" vein).

There are many evidences characterizing the xenothermal mineralization such as polymetallic cristalization, telescoping ores mineral zoning and intimate relation with igneous activity.

I N D I C E

1.-	INTRODUCCION	169
2.-	GEOLOGIA	171
3.-	MINERALIZACION	173
	3.1 Descripción mineralógica de los niveles	177
4.-	MINERALOGIA	179
	4.1 Descripción mineralógica	180
	4.1.1 Minerales metálicos	180
5 -	GENESIS Y RELACION PARAGENETICA	185
	5.1 Consideraciones genéticas	187
	5.2 Conclusiones genéticas	188
	A G R A D E C I M I E N T O S	190
	B I B L I O G R A F I A	191

1.- INTRODUCCION

Los depósitos metalíferos relacionados a los Andes en general fueron emplazados durante la orogénesis andina, a mediados y fines del triásico, hace 200 m.a., y continuando hasta el presente. Estos son considerados como una sola provincia metalogenética superimpuesta a dos ó más provincias pre-andinas de edades Precámbricas y Paleozoicas.

Las provincias metalogenéticas de los Andes pueden ser divididas en varias líneas, como cinturones discontinuos longitudinales o subprovincias, cada uno denominado por un metal en particular o grupo de metales.

En los Andes Centrales cinco cinturones pueden ser reconocidos: Hierro, Cobre, Metales bases polimetálicos y plata, estaño y oro. Dentro de estos y en las partes marginales de estos cinturones existen otros más restringidos caracterizados por otros metales, serie de metales ó por distintivos tipos de depósitos.

Cada uno de los cinturones mayores de los Andes centrales es caracterizado distintivamente por dominio de rocas sedimentarias, plutónicas y volcánicas siendo este dominio de Norte a Sur variable y la relación entre los cinturones mineralizados y ciertos tipos y edades de las rocas encajonantes es menos obvio.

Casi todos los tipos posibles se presentan en los Andes, los depósitos hipogénicos que son los más numerosos y económicamente importantes, están relacionados genéticamente a intrusiones calcoalcalinas en un rango de edad entre el triásico superior al Plioceno, Ericksen (1980).

En Bolivia existen muchos yacimientos de importancia económica, donde se presentan varias minas de estaño distribuidas de Norte a Sur, en el denominado "Cinturon del estaño", (Fig. N° 1), que de acuerdo a la zona de Benioff se encuentran a los 200 a 300 Km. en contorno casi paralelo, Brockmann, Cabre (1979), con una extensión de aproximadamente 800 Km.

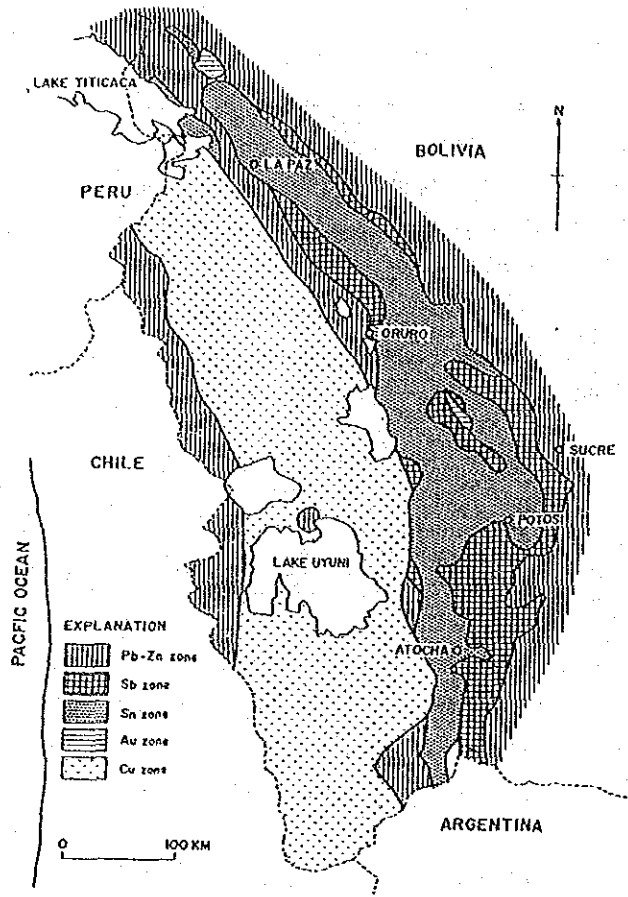


Fig. Nº 1 : Cinturón metalogénico de Bolivia (Cluare y Minaya, 1979)

Los depósitos de estaño en la parte central de la Cordillera Oriental de Bolivia consisten en un complejo sistema de vetas, mostrando zonas de fuerte alteración hidrotermal en los márgenes de los centros eruptivos del terciario superior, en el caso de San José se presentan rocas intrusivas y volcánicas contemporáneas, Grant (1980).

En general, la relación geológica de estos depósitos sugieren que la mineralización es el producto de sistemas hidrotermales generados en regiones internas y profundas de los estrato-volcanes terrestres.

Las rocas ígneas más íntimamente asociadas con la mineralización están fuertemente alteradas a pórfido cuarzoso (Riodacita?) de formas cónicas en sección, con estrangulamiento en profundidad, mostrando evidencias de varias fases de intrusión, brechación hidrotermal de explosión.

La mineralización del yacimiento de San José corresponde a depósitos del tipo polimetálico de metal-base y plata (Cu- Pb- Zn- Ag y Sn-W), asociados con intrusiones del Mioceno (-20 m.a.), los cuales se encuentran bajo una secuencia de rocas clásticas sedimentarias paleozoicas.

2.- GEOLOGIA

La geología y los depósitos mineralógicos del área de Oruro, fueron descritos por Campbell (1942), Chace (1948), Torneure (1960), Ahlfeld y Schneider-Scherbina (1964) y Silitoe et.al. (1976).

Como se ve en la figura del mapa geológico del área, consiste de la formación Uncia (Silúrico) representado por pizarras negras. El terciario se presenta como cuarzo porfirítico, adamelita porfirítica y cuarzo mozonita porfirítica.

Las rocas terciarias intruyen a las pizarras, comúnmente se presenta brecha intrusiva (brecha explosiva) en diques, pipes, menillas y cuerpos irregulares compuestos principalmente de sericitas, pórfido alterado y pizarra negra del paleozoico de 2 a 10 cm. de tamaño.

El área está totalmente cubierta por lava dacítica, pliocénica correspondiente a la formación Morococala.

Los pórfidos ocurren en stocks y grandes intrusiones, en el área de la mina es el stock San Pedro. La mineralización está asociada con los pequeños stocks de San José e Itos, los cuales contienen cuarzo, plagioclasas, feldespato alcalino y biotita como fenocristales. Se asume que los stocks intruyeron durante el Mioceno, al igual que rocas del área de Oruro, como dacitas porfiríticas y riolitas.

Las rocas de los stocks de San José e Itos y las brechas intrusivas fueron alteradas por efectos hidrotermales, la alteración se presenta como sericitización

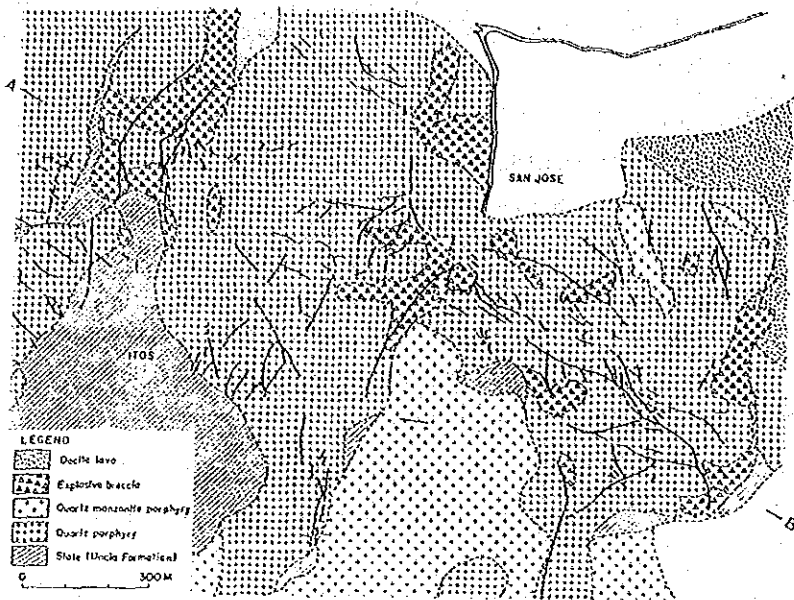


Fig. N^o 2 : Mapa geológico de la Mina San José

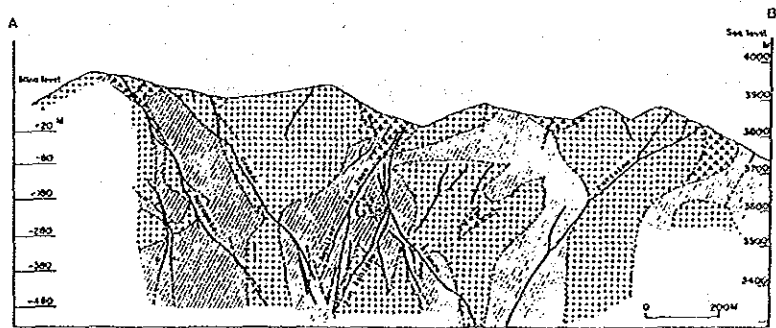


Fig. N^o 3 : Sección Geológica de la Mina San José

con cuarzo, sericita y piritita conjuntamente con la alunita y caolinita

3.- MINERALIZACION

La mineralización del yacimiento de San José corresponde a depósitos del tipo polimetálico de metal-base y plata (Cu-Pb-Zn-Ag, Sn y W) asociados con las intrusiones anteriormente descritas, las cuales se encuentran bajo una secuencia de rocas clásticas sedimentarias pertenecientes al paleozoico. También se tiene la presencia de casiterita de bajo grado de formación diseminada en la roca encajonante.

Este yacimiento es del tipo de relleno de fisura, con minerales polimetálicos que se formaron metalogénicamente en relaciones íntimas con actividad volcánica del período. En superficie los indicios de mineralización y alteración se desarrollan totalmente en la roca hipabisal.

La roca madre se compone en la parte inferior de las vetas de una alternancia de pizarras del sistema silúrico y a rocas porfiríticas del terciario en la parte superior. La bonanza tiende a desarrollarse en las pizarras de la formación Un cía del Silúrico, estas últimas son pizarras de colores negros intruidas por las rocas porfiríticas. También se encuentran brechas volcánicas con su mayor desarrollo entre los niveles superiores -90 a -180.

El pórfido cuarzoso, ocurre como stocks siendo la mayor intrusión la de San Pedro, siendo éste estéril en mineralización, presentando un mayor desarrollo en los stocks de San José e Itos.

En el yacimiento se presentan muchas vetas las que se agrupan en formas paralelas y en dos direcciones preferenciales las que convergen en profundidad hacia el nivel -380

Todas las estructuras mineralizadas del yacimiento tiene un rumbo general NE, con un buzamiento que varia de E a W. Las vetas cuyos buzamientos son hacia el Este, son las denominadas "J", Moropoto y Grande, las que presentan un buzamiento al Oeste son : La "D", "Aguilar", "San José" y "Purísima". Las vetas "San Isidro" y "Bronce" salen de la regla anterior ya que la primera buza al Norte y la segunda al Sr.

La longitud de las vetas varía entre 150 a 400 mts. con un descuelgue o profundidad entre 300 a 700 mts., el ancho de las estructuras tiene una variación entre 10 cm. en los lugares de estrangulamiento a más de 100 cm.

En el estudio integral de la estructura "D" de la mina de San José, en la sección de Itos. Cabe mencionar que dicha veta comienza aproximadamente entre los niveles -90 a -120 como una sola estructura pero en el nivel -240 se separa o vi-

TABLA I

MINERALES ENCONTRADOS EN LA ESTRUCTURA "D"

MINERAL	COMPOSICION	MINERAL	COMPOSICION
SULFUROS		SULFOSALES	
Pirita	Fe S ₂	Estanita	Cu ₂ Fe Sn S ₄
Marcosita	Fe S ₂	Kesterita	Cu ₂ Zn Sn S ₄
Arsenopirita	Fe As S	Teallita	Pb Sn S ₂
Calcopirita	Cu Fe S ₂	Tetrahedrita	(Cu, Fe, Ag) ₁₂ S ₄ S ₁₃
Galena	Pb S	Boulangerita	Pb ₅ Sb ₄ S ₁₁
Esfalerita	Zn S	Zinckenita	Pb ₉ Sb ₁₁ S ₄₂
Wurtzita	Zn S	Jamesonita	Fe Pb ₄ Sb ₆ S ₁₄
Antimonita	Sb ₂ S ₃	Franckeita	Fe Pb ₆ Sb ₂ Sn ₂ S ₁₄
Pirrotina	Fe ₁ - XS	Andorita	Ag Pb Sb ₃ S ₆
MINERALES DE GANGA		Boulangerita	Pb ₅ Sb ₄ S ₁₁
Siderita	Fe·Co ₃	Pirargirita	Ag ₃ Sb S ₃
Alunita	(K, Na) Al ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	OXIDOS	
Barita	Ba SO ₄	Cositerita	Sn O ₂
Apolita	Ca ₁₀ (F,OH) ₂ (PO ₄) ₂	Hidrocositerita	(Sn, Fe) (O, O ₄) ₂
Caolinita	Al Si O (OH)	Hematita	Fe ₂ O ₃
Clorita y Sericita	Alumosilicatos de MgFeAl	Cuarzo	Si O ₂
Turmalina	Na Fe ₃ Al ₆ B ₃ Si ₆ O ₂₇ (OH) ₄		

DIAGRAMA ; SISTEMA ;
GALENA - ESTIBINA - HERZENBERGITA - PIRITA

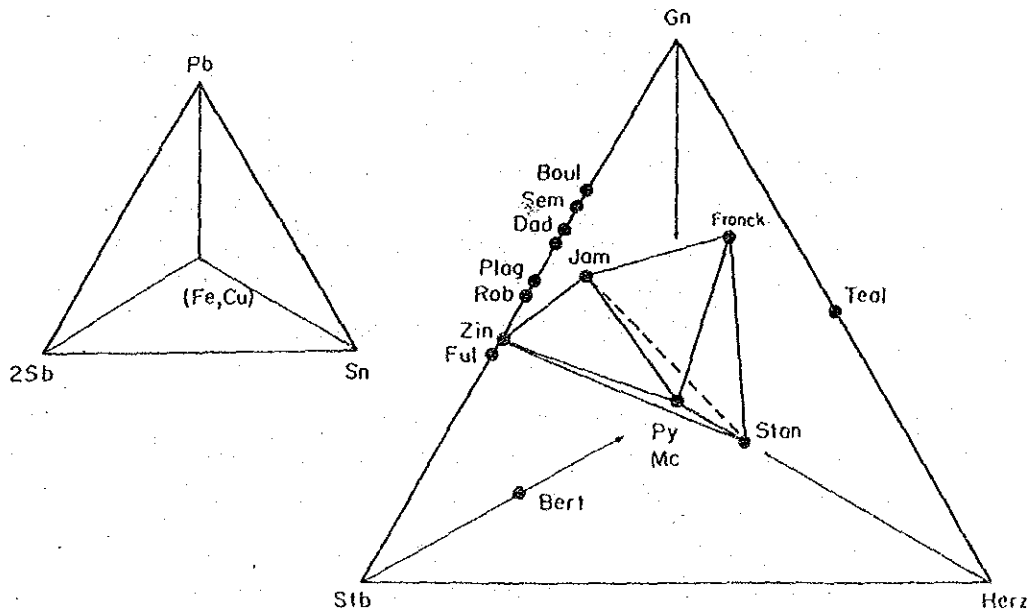


FIG 2
- 174 -

furca en dos que por razones netamente de explotación las denominan como veta "D" y "J", sin embargo para nosotros por estudios de laboratorio y observaciones en interior mina constituye una sólo estructura mineralizada. Las principales características de esta veta son:

Veta	Rumbo	Buzamiento	Largo (m)	Profundidad (m)	Ancho (cm)
"D"	N 5-25 E	70-75 W	400	400	5-85
"J"	N 0-10 E	75-80 E	250	350	10-120

Sin embargo, el curso de la veta cambia la dirección de su buzamiento, en ciertos puntos entre los diferentes niveles en los que se desarrolla, por lo que se puede corroborar como indica en la microtectónica los sistemas combinados de esfuerzos productores de las cizallas y fisuras mineralizadas.

La veta muestra generalmente en casi todo su desarrollo un bandeamiento simple consistente principalmente de pirita, jamesonita, franckeita y cuarzo, que son los minerales mayoritarios de la estructura, la misma que en la actualidad se encuentra explotada hasta el nivel -480. Además, de este bandeamiento se observa que la pirita aparte de ser el mineral más común, ocupa siempre la salvanda de las veta, acompañada con jamesonita y franckeita en general y de otros minerales.

Los componentes son diversos y se caracterizan especialmente por estar representados en forma mayoritaria por minerales estañíferos y argentíferos, los que se destacan en la Tabla N° 1 y que son hasta el presente los informados y confirmados.

Por observaciones de interior mina y microscópicos se puede determinar con relativa exactitud la presencia de un zoneamiento en base a los contenidos de plata estaño y plomo. Según las determinaciones y referencias, que están basadas en los contenidos las estructuras principales de esta área se dividen aproximadamente en dos series: plata-estaño y plata-plomo. Los niveles representativos de cada serie y sus minerales están expresados en la Tabla N° 2 en orden de abundancia. Son considerados los niveles de la serie plata-estaño: Los niveles -90; -130; y -180 sus minerales componentes principales son: pirita, galena, cuarzo, casiterita, estanita, marcasita, y pirrotina (sólo en el nivel -180); en cantidades menores contienen además de los anteriormente nombrados franckeita y boulangerita.

Los niveles que corresponden a la serie plata-plomo son: -220; -280; -380. Siendo sus componentes más importantes: pirita, cuarzo, jamesonita, zinckenita, fran-

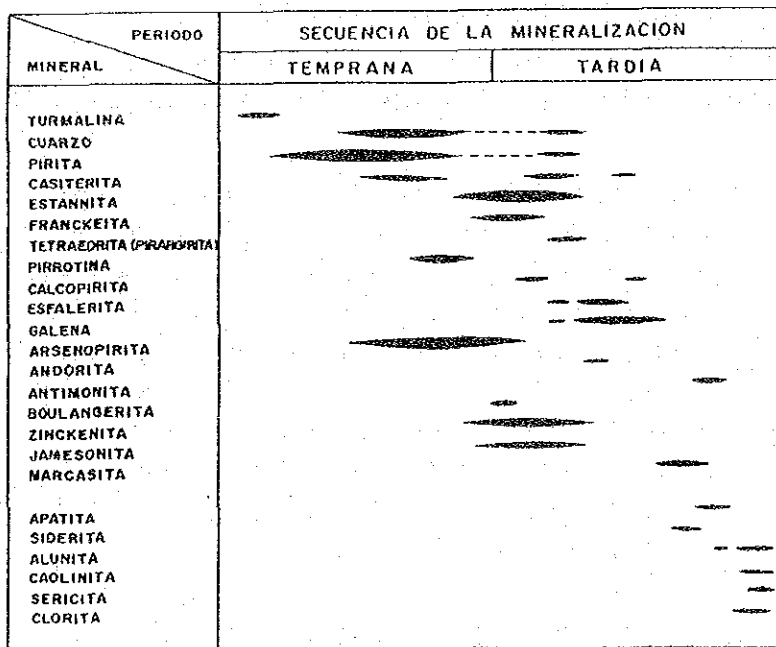
MINERALES PRINCIPALES DE LA VETA "D" EN LOS DIFERENTES NIVELES

NIVEL	MINERALES METALICOS PRINCIPALES			MINERALES ESTANIFEROS			POLISULFUROS DE PLOMO			MINERAL ARGENTIFERO		SULFUROS DE HIERRO					
	gn	sp	py	cas	stan	fc	jm	zek	bo	and	tet	pym	po	osp			
- 90	0	0	0	0	0	X	X	X	0	X	X	X	0	0	X	0	gn: Galena sp: Esfalerita py: Pirita
- 130	0	0	0	0	0	0	0	X	0	X	X	X	0	X	X	0	cas: Casiterita stan: Estanita
- 180	0	0	0	0	0	0	X	X	X	X	X	X	0	X	0	0	fc: Franckeito jm: Jamesonita
- 220	0	0	0	X	0	0	0	0	0	X	X	X	0	X	0	0	zek: Zinckenita bo: Boulangerita and: Andorita
- 280	X	0	0	0	0	X	0	0	X	X	0	X	0	0	0	0	tet: Tetrahedrita py: Pirita
- 340	X	0	0	X	0	X	0	0	X	X	0	0	0	X	X	0	mar: Marcasita po: Pirrotina
- 380	X	X	0	X	0	X	0	0	X	0	X	0	0	0	X	0	osp: Arsenopirita pirg: Pirargirita

0 Determinados microscópicamente.
X No determinados.

TABLA 2

CUADRO PARAGENETICO DE LA ESTRUCTURA "D"
SECCION ITOS MINA "SAN JOSE DE URURO"



ckeita, andorita, este sólo detectado en una muestra pulida proveniente del nivel -380, boulangerita, arsenopirita.

Al considerar las variaciones existentes en sentido vertical y de acuerdo a la distribución de zoneamientos de los niveles, por medio de la combinación de sus componentes metálicos que actualmente esta aplicada, podemos deducir según los estudios respectivos que, los niveles más profundos estan en la zona de plata - plomo, mientras que la parte media constituye la zona de estaño-plata y la parte superior se halla caracterizada como estaño-plomo-zinc. En los yacimientos del tipo de vetas de carácter polimetálicas, que contiene estaño así como minerales estañíferos, este aparece en la parte inferior de las vetas mientras que en la parte superior aumentan los minerales de zinc y plomo. Sin embargo, hay que considerar que la mineralización de esta área, es un poco distinta del esquema general del distrito y consecuentemente, es necesario aclarar sus características que se expresan a través de los estudios microscópicos, sin embargo, como se indicó anteriormente y por lo indicado en la Tabla Nº 2, se deduce que en el caso de la estructura "D" este esquema es inverso, ya que la casiterita tiene mayor concentración en los niveles superiores y los polisulfuros de Pb y Ag en los niveles inferiores.

3.1 Descripción mineralógica de los niveles

Dentro del área de investigación detallada de la veta "D" que actualmente se encuentra en operación. Describimos a continuación sobre la ocurrencia de la veta y sus componentes minerales referidos a los distintos niveles:

Nivel -90

Es el más superficial muestra muy poco desarrollo (120 m.). Rumbo general de N 10° E y un buzamiento promedio de 60° W el ancho varía de 10 a 20 cms. de potencia, se desarrolla mayormente en las pizarras asignadas al silúrico. La veta se presenta en forma lenticular y contiene gran cantidad de arcilla que acompaña a los minerales presentes en la estructura. Sus componentes principales son: pirita, galena, esfalerita, casiterita, estanina, boulangerita, marcasita, y arsenopirita.

Nivel -130

En este nivel la estructura varía en cuanto a la dirección del nivel anterior tomando este una dirección general de N 15° E y un buzamiento de 53° al W, su desarrollo es de 450 m, con un ancho que varía entre 20 a 30 cm. La veta se desarrolla principalmente en la pizarra, sin embargo, en la parte media se encuentra en el pórfido, adelgazando un poco en cuanto a su espesor.

Los minerales componentes son: pirita, galena, esfalerita, boulangerita, tetrae

drita, hematita, arsenopirita.

Nivel -180

El rumbo general es de N 10° E con un buzamiento de 60° al W, presentando un ancho entre 30 a 40 cm. con un desarrollo de más o menos 800 m. La estructura se desarrolla principalmente en pizarras, sin embargo, en varios sectores la veta muestra un desarrollo en la roca porfirítica y en el sector Norte se encuentra acompañada de una brechación. Los minerales componentes son: galena, pirita, esfalerita, casiterita, estanita, franqueita, pirrotina, y arsenopirita.

Nivel -220

La veta en este nivel tiene un rumbo general promedio de N 23° E. En lo referente al buzamiento de la veta, este presenta variaciones locales, buzando en algunos sectores al E con 78°, o sea en sentido opuesto a los anteriores niveles sin embargo, en otros sectores el buzamiento es normal y concordante con el de los niveles superiores, (84° W). El ancho varía entre 5 a 20 cm. con un desarrollo en el sector norte que esta enmarcado principalmente en pizarras, sin embargo cabe hacer notar que en el sector Sur, la estructura se introduce en la roca porfirítica.

Los minerales presentes en este nivel son: galena, esfalerita, pirita, estanita, franqueita, jamesonita, zinckenita, boulangerita, además contiene bastante alunita, la que se ubica en general en la parte central de la veta.

Nivel -280

La estructura en este nivel tiene un rumbo de N 30° E variando esta hasta N 35° E y un buzamiento que fluctua de 70° al W. Su desarrollo es de 750 m. y un ancho promedio que varía entre 20-50 cm.

La veta de este nivel al igual que en los anteriores se encuentra en las pizarras y en menor proporción en el pórfido, mostrando en algunos sectores un enclave de forma alterada.

Sus minerales componentes principales son: pirita, marcasita, calcopirita, jamesonita, zinckenita, pirrotina, arsenopirita y teallita.

Nivel -340

El rumbo de la veta en este nivel tiene una variación entre N-S y N 5° E y un buzamiento al este que varía entre 55° - 80°, la potencia de la estructura varía de 10 a 20 cm. y su desarrollo es de 700 m. Al igual que los niveles anteriores la veta se desarrolla en pizarras, como también en pórfido sobre todo en sectores de la parte central y sur.

Sus minerales componentes presentes son: pirita, franqueita, jamesonita, zincke

nita, boulangerita, tetraedrita, hematita y óxidos de cobre.

Nivel -380

En la actualidad es el nivel inferior o más profundo donde se tienen trabajos de explotación presentando ésta, un rumbo variable de N-S a N 8° - 20° E, así como un buzamiento que varía entre vertical en su tope E, a 75° E en la parte W. Su ancho varía entre 15 - 20 cm., con un desarrollo de 300 m. en pizarras y en su parte media (-150 m.) en el pórfido cuarzoso.

Los minerales componentes son: pirita, arsenopirita, calcopirita, franckeita, jamesonita, zinckeita, boulangerita, andorita, tetraedrita, y en menor proporción pirargirita.

Sólo en este nivel se ha encontrado por microscopía, la presencia de andorita, dicha aseverancia deberá ser comprobada por medio de estudios más detallados.

4.- MINERALOGIA

El yacimiento de San José cuyo emplazamiento es del tipo relleno de fisura, de minerales polimetálicos que se formaron metalogenéticamente como se describió anteriormente en relaciones íntimas con actividad volcánica de las zonas, cuyas estructuras mineralizadas generalmente muestran un bandeamiento simple de pirita y en la parte exterior de la vetas y hacia la parte media se encuentran sustituidas en su mayoría por jamesonita, franckeita y cuarzo.

Los elementos mineralógicos componentes son diversos, y se caracterizan especialmente por la producción de minerales estañíferos y argentíferos. Los minerales que fueron reconocidos en el presente estudio como se muestra en la Tabla N° 1, son: tetraedrita $Fe(CuFe)_{12}(SbS_3)_4S_{0-1}$, galena, (PbS) , jamesonita $(Pb_4FeSb_6S_{14})$, esfalerita (ZnS) , casiterita (SnO_2) , estanina (Cu_2FeSnS_4) , pirargirita (Ag_3SbS_3) , franckeita $(Pb_5Sn_3Sb_2S_{14})$, pirita (FeS_2) , arsenopirita $(FeAsS)$, siderita $(FeCO_3)$, anglesita $(PbSO_4)$, bourmonita $(PbCuSbS_3)$, marcasita (FeS_2) , pirrotina $(Fe_{1-x}S)$, además de otros minerales, como sulfosales de plata-estaño-plomo-antimonio, como también, minerales de ganga, cuarzo-siderita-alunita-barita y minerales arcillosos.

En base a las observaciones microscópicas efectuadas en más de cuarenta y cinco secciones pulidas de muestras provenientes de los diferentes niveles desarrollados sobre la estructura "D", se anota que éstas, se componen de minerales metálicos mayoritarios de galena, esfalerita, sulfosales de Pb-Ag-Sb y pirita, y en menos porcentaje minerales argentíferos, estañíferos, así como minerales de hierro. En base a la combinación de dichos minerales y su abundancia y presencia en los diferentes niveles se puede determinar resumidamente los siguientes:

a) Los niveles que se componen principalmente de galena y esfalerita, acompañadas por minerales argentíferos y estañíferos son los niveles -90, -130, -180.

b) Los niveles intermedios que se componen principalmente de galena con menor porcentaje de esfalerita y casiterita, acompañados en general de minerales argentíferos, niveles -220, -280.

c) Las vetas que se componen principalmente de minerales argentíferos, acompañados de minerales estañíferos, así como la aparición de la andorita, se encuentran en los niveles -280, -340, -380.

Según los resultados microscópicos de las secciones pulidas, entre los diversos componentes anteriormente nombrados se nota una coexistencia de minerales estañíferos, formados en condiciones de temperatura relativamente alta con marcasita primaria formada a temperaturas relativamente bajas. Por consiguiente, se considera que la veta "D" del yacimiento de San José investigada, se forma a poca profundidad y condiciones de alta temperatura.

4.1 Descripción mineralógica

4.1.1 Minerales metálicos

Pirita .- Mineral muy abundante, en todo el desarrollo de la estructura "D" en los diferentes niveles, se presenta en cristales euhedrales a subhedrales en tamaños que varían de 0,1 a 1,5 cm. En los niveles inferiores este mineral se presenta en cristales de hábito cúbico, como se puede observar en la microfotografía.

Este mineral, además de estar íntimamente asociado a la veta polimetálica se encuentra también en vetas transversales de menor magnitud que cortan a la primera, también se presentan como diseminación de pequeños cristales en la roca encajonantes, tanto en la pizarra como en la roca hipabisal sobre todo en los niveles inferiores, donde está íntimamente asociada con la arsenopirita y la esfalerita. En los niveles superiores se presenta como pequeñas inclusiones en la pirrotina, de la cual parece ser producto de alteración. En general, este mineral en estos niveles se presenta en zonas bien marcadas.

Arsenopirita.- Se presenta en cristales euhedrales a subhedrales, mostrando cavidades angulares. En el nivel -280 se presentan mostrando sus cristales en formas prismáticas con desarrollos perfectos. En los niveles -90 a -180 se encuentran íntimamente asociado a la casiterita, en los niveles intermedios -220 y -280 se encuentra ésta asociada a la esfalerita.

Pirrotina.- Íntimamente asociada a la esfalerita, y se presenta como exsolución formando de esta manera la textura denominada estrellas de pirrotina, la que implica, diferencia de temperaturas en su formación.

la pirrotina se presenta casi siempre transformada en pirita y marcasita, principalmente en los niveles superiores -90 a -180, por lo común en pequeñas tabilitas exagonales, o diseminadas en agregados compactos y concrecionales acompañada casi siempre de pirita.

Calcopirita.- Se presenta como sustitución o impregnación en la esfalerita y la estanina, también se la puede observar como mineral acompañante en las vetas, de los niveles inferiores -280 a -380 asociada principalmente a las sulfosales.

Casiterita.- Mineral que se presenta en varias generaciones, una en cristales de tamaño fino a medio de 0.01 a 0.3 mm asociada intimamente con cuarzo y pirita, algunas veces con la estanina, galena y arsenopirita, como también asociada a sulfosales, como jamesonita, franckeita y ocasionalmente con la zinckeita. Otro tipo de casiterita es la que se presenta rellenando fisuras, en forma masiva y de carácter microcristalino, seguida inmediatamente de una casiterita de variedad needle tin con cristales de formas alargadas y radiales de hábito acicular, como se puede observar en la microfotografía.

La composición química de estas muestras de casiterita, fueron determinadas por Schneider et.al. (1978) y Sugaki et.al. (1981), según este último, la composición promedio para este mineral es:

	% PESO		% MOLAR	
SnO ₂	99.0	99.9	99.4	100.2
FeO ₂	0.1	1.2	0.1	2.1

Schneider, determinó además del contenido de hierro, otros elementos trazas como Nb, Ta, Zr, W, y Ti, en pequeñas concentraciones menores a 0.5%

Según varias investigaciones geoquímicas de las casiteritas Borisenko, L.F. & Lisunow N.W. (1959), Fesser, H. (1968), Iwanon W.W. (1963) (1968), Wolf, D. & Espozo (1973) determinaron que según el contenido y concentración de los elementos trazas, los yacimientos de la asociación casiterita-silicato-sulfuros de Bolivia se formaron en su generalidad a temperaturas más bajas que los yacimientos de la asociación casiterita-cuarzo, por ejemplo la concentración de Nb son de 1400 ppm y Ta de 8000 ppm en estas casiteritas de tipo pegmatítico como la Mina Fabulosa. Mientras que en la parte central de la faja estañífera, estos valores disminuyen considerablemente siendo el Nb=30 ppm y el Ta= 50 ppm, lo que corrobora la temperatura de formación determinado por inclusiones líquidas de este estudio.

La casiterita en la estructura "D" se presenta en tres hábitos y formas que determinarían sus respectivas generaciones, una de grano fino de 0.01 mm enclavada en la roca encajonante asociada con la clorita, turmalina y sericita de hábito prismático. Otra asociada íntimamente, con minerales de cuarzo y pirita en tamaños de hasta 0.3 mm, algunas veces, con la estanita, galena y arsenopirita y ocasionalmente acompañada con sulfosales, como la jamesonita, franckeita y esporádicamente con la zinckenita.

Por último cristales aciculares (Needle Tin) íntimamente asociado con las biotitas y pseudomorfos de estas, este tipo también se presenta en pequeñas vetillas asociadas a las rocas pizarrosas.

Esfalerita.- Mineral típico de este yacimiento, se presenta mayormente difundido en los niveles -280 hasta el -90 íntimamente asociado con la galena, arsenopirita y con la calcopirita.

Presenta exsoluciones de estanita, calcopirita y ocasionalmente pirrotina, presente en varias secciones pulidas lo que determina que estas contengan valores anormales de estaño.

El color de la esfalerita es normalmente marrón-rojizo oscuro a gris negrusco, esta variación de tonalidad se debe posiblemente al contenido de hierro y parece tener íntima relación con la pirrotina.

En la estructura de los niveles superiores se presenta íntimamente asociada con la galena, reemplaza también al cuarzo, pirita y arsenopirita.

Sulfuros y Sulfosales del Sistema Pb-Sn-Sb-(Fe-Cu)

Del sistema Pb-Sn-Sb-(Fe,Cu) los principales sulfuros y sulfosales presente en la estructura "D" del yacimiento, están representados en la Fig. N^o de forma tetraédrica donde los vértices están representados por: Galena-estibina-hertzenbergita-pirita-marcasita, con sulfosales en la parte interna del tetraedro y sus respectivas asociaciones y relaciones naturales en las vetas.

Galena.- Componente mineralógico mayoritario de los niveles superiores, -180 a -90 y en menor proporción en los intermedios, niveles -280 a -180. principalmente en las pizarras.

La forma más común de presentación es el hábito cúbico, sin embargo, algunas veces muestra formas octaédricas truncadas, de buen clivaje y buena exfoliación, por alteración meteórica en el nivel -90 presenta una patina de cerusita.

Su asociación principalmente es con esfalerita, pirita y franckeita. En una sola muestra del nivel -180 se detectó la presencia de estibina asociada a galena como cristales tabulares y en pequeña cantidad.

Estannina.- Es un mineral que se encuentra presente en mayor o menor proporción en todos los niveles, como se puede apreciar en la microfotografía. Ocurre en formas microscópicas, e irregulares, casiterita, arsenopirita y ocasionalmente con zinckenita y calcopirita. Tentativamente se puede indicar que mayor concentración ocurre en los niveles superiores -220 a -90.

La composición química de la estanita de San José, es la siguiente: Sugaki et.al. (1980)

	% P E S O	% ATOMICO
Cu	28.72	24.28
Fe	10.74	10.42
Zn*	2.86	2.4
Sn	28.54	13.12
S	29.54	49.96
	100.40	

* El contenido de Zinc, determina la fracción molar de KESTERITA ($Cu_2Zn Sn S_4$) en la estanita.

Sus parámetros cristalográficos con : (M.N° 09, Niv. -340)

Tetragonal $a = 5.4638 \text{ \AA}$ $c = 10.7285 \text{ \AA}$

Franckeita.- Es un mineral característico de los depósitos de estaño en Bolivia, generalmente se presenta en agregados o cristales planares de color gris plomo, en vetas del tipo relleno de fracturas.

Este mineral en el yacimiento se presenta conjuntamente con jamesonita, estanina, y pirita, microfotografía N° 3A, en el nivel -130 aparece en pequeñas cantidades asociada intimamente con la jamesonita y concreciones y pequeños bolsos de alunita, ocasionalmente se encuentra asociada a la arsenopirita, esfalerita y casiterita. Su mayor desarrollo se presenta en los niveles inferiores -280 - 380 asociada con los minerales sulfurados como pirita, jamesonita, zinckenita, estanita y raramente con calcopirita.

En secciones pulidas presenta una birrefringencia débil, mostrando un color blanco grisáceo con tintes marrones, su anisotropía es distintiva de gris oscuro a marrón amarillento, con HNO_3 (1:1) se tiñe débilmente de marrón.

Zinckenita.- Ocurre generalmente en forma maciva, y de aspecto columnar y fibroso, microfotografía N° 3D, con maclas del tipo de deformación mecánica, los cristales prismáticos tiene tamaños de 4 - 5 cm., se encuentra intimamente asociado con la jamesonita, franckeita y estanina en los niveles inferiores (-280 -380). En el nivel -380 se presenta con pequeñas cantidades de andorita, asi-

mismo, en los niveles superiores se asocia con illmenita y casiterita.

La composición de la zinckenita, además del Sb y Pb, contiene otros elementos como el Cu, Fe y As, los datos analíticos dan los siguientes valores:

	% P E S O		% ATOMICO	
Pb	31.5	33.1	12.1	12.9
Sb	43.6	45.1	28.7	29.7
S	22.7	23.7	57.2	58.5
Cu	0.0	0.3	0.0	0.4
Fe	0.0	0.2	0.0	0.3
As	0.0	0.5	0.0	0.5

Estudio de Rayos-X determinaron, que la zinckenita, tiene los siguientes parámetros cristalográficos para el sistema hexagonal; $a=44.245 \text{ \AA}$; $C=8.6353 \text{ \AA}$

En secciones pulidas presenta una debil birefringencia de blanco a blanco grisáceo, su anisotropía es fuerte de gris oscuro a marrón y gris amarillento claro, al ataque de HNO_3 (1:1) se tiñe de negro y con KOH (sat.), se tiñe con una patina irridicente. Su reflectividad para 480-660 (nm) es de 36.40-44.0 % y - 33.5-39.5 %, su microdureza es de 90-162 (Kgr/cm^2).

Jamesonita.- Se presenta en cristales finos y prismáticos, en masas informes, fibrilares u compactas relacionada intimamente con la zinckenita, tiene un desarrollo vertical bien definido y esta presente desde el nivel -130 donde se presenta en pequeñas bolsoneras dentro la franckeita con la alunita, asi como en los niveles intermedios -180 a -280 donde se halla asociada a la zinckenita y boulangerita, en los niveles -340, -380 se presenta en su mayor desarrollo.

Su composición química es:

	% P E S O		% ATOMICO	
Fe	2.7		3.9	
Pb	38.6	39.8	15.2	15.7
Sb	35.0	35.9	23.5	23.9
S	22.3	22.4	56.6	57.0

Al microscopio en secciones delgadas pulidas, presenta una birrefringencia fuerte blanco a blanco grisáceo con tintes verde palidos, su anisotropía también es fuerte, tomando un color gris azulado oscuro a marrón grisáceo y gris amari

llo claro.

Al ataque con ácido HNO_3 (1:1) se tiñe y vuelve irridiscente, con KOH (sat.) se tiñe poco a irridiscente.

Fórmula química	$\text{Fe Pb}_{5+x} \text{Sb}_2 \text{Sn}_{3-x} \text{S}_{14}$ (Sugaki et. al. 1980)
Sistema cristalográfico	Triclínico
Grupo espacial	$P \bar{1}$
Celda elemental	$a = 47.18 \text{ \AA}$ $b = 5.83 \text{ \AA}$ $c = 34.62 \text{ \AA}$ $\alpha = 91.3^\circ$ $\beta = 94^\circ 40'$ $\gamma = 90^\circ$
Densidad	6.15
Punto de fusión	700° C
Reflectividad	480-660 (nm) (32.5-38.2%) ó (29.3 - 35.1%)
Micro dureza	38 - 88 (Kgr/cm^2)

5.- GENESIS Y RELACION PARAGENETICA

Con relación al yacimiento en el área de investigación se ha observado que raramente los afloramientos de vetas son claros en la superficie, por lo tanto, es difícil la correlación con las vetas de interior mina. Además las zonas alteradas en la superficie, casi no contienen minerales metálicos.

Como se ha indicado anteriormente la estructura "D" pertenece a un yacimiento típico de rellenos de fisura, y se compone de una veta polimetálica que incluye Pb-Zn-Ag y Sn, los minerales componentes y sus combinaciones son muy complejas, por lo tanto la mineralogía y su paragénesis está basada sobre todo en sus características, de las relaciones de los componentes en las vetas, que es resumida en la Fig. N° 3. Con relación al orden de cristalización y a la formación de los minerales en base a las observaciones microscópicas, podemos mencionar en forma resumida que la cristalización de la pirita se observa concentrada en el período primario o etapa temprana y continua hasta el período tardío, este mineral también se encuentra en el zonamiento por crecimiento de esfalerita de la cristalización del período tardío u forma agregados que llevan marcasita.

El cuarzo tiene relación paragenética de cristalización simultánea con muchos minerales y su cristalización continúa del período primario al tardío, mientras que la casiterita cristaliza en el período primario poco después de la pirita,

sin embargo, se observa también en el zonamiento por crecimiento de galena cristalizada, también en el período tardío y forma paragénesis en las drusas de cuarzo, pirita, galena, jamesonita, y esfalerita, lo cual nos indica que el período de cristalización de casiterita continuaba hasta el período tardío, este mineral tiene una íntima relación con la turmalina no sólo en San José, sino en casi todos los yacimientos relacionados a la Cordillera de Los Andes, por estudios geoquímicos detallados se descubrió que en Bolivia la roca encajonantes es distintivamente anómala en Boro, por la diseminación fina de turmalina la misma que puede haber sido formada por la derivación tardía, por erosión de basamento precámbrico y tener una amplia distribución en sedimentos del Paleozoico en virtud a que su peso específico es similar a otros minerales formadores de rocas.

La estannina corta la pirita, pero se observa también en el zonamiento de galena cristalizada en el período tardío, lo cual nos indica que la cristalización de estannina continuaba hasta el período tardío.

La galena y esfalerita reemplazaron a la pirita del período primario y rellenaron los espacios entre otros minerales, lo cual indica que la cristalización de estos dos minerales son del período tardío, mientras que la marcasita se observa parcialmente en la superficie de la pirita, también coexiste con los agregados con la pirita o en el zonamiento por el crecimiento de ésta, lo que nos indica que la marcasita cristalizó al mismo tiempo que la pirita del período tardío.

La pirrotina presenta textura mimemórfica con la pirita, observándose también en algunas partes cristalizadas antes de la esfalerita.

Los minerales componentes del sistema Pb-Sb-Fe, Cu, como la galena, antimonita, teallita, franckeita, zinckenita, jamesonita, boulangerita, tetrahedrita, pirargirita, estannita, andorita son los principales sulfuros y sulfosales que cristalizaron durante el período tardío de la estructura "D".

La galena como se indicó anteriormente tiene mayor desarrollo en los niveles superiores, presentándose en íntima asociación con la esfalerita, pirita y arsenopirita y en menor grado con casiterita y antimonita, ya que en una sola muestra se vió una asociación con un mineral de plata posiblemente teallita de posterior formación que es considerada de formación tardía.

En el caso de la franckeita y jamesonita cristalizaron durante el período tardío sin embargo, hay que destacar que la zinckenita se formó posteriormente a estos dos minerales pero dentro del mismo período, lo que implicaría que la franckeita cristalizó en una etapa intermedia con relación a la jamesonita, que tiene un rango de media a última etapa del período tardío.

La mineralización supergena está representada por la siderita, alunita, caolinita, sericita y clorita, que se formaron por efectos de alteración de tipo hidrotermal y/o aguas percolantes.

5.1 Consideraciones genéticas

Por lo expuesto anteriormente, es necesario anotar algunas consideraciones genéticas de formación de los minerales componentes de la veta "D" del yacimiento, así como su relación en términos generales, relacionados con otros yacimientos de este tipo.

En Bolivia por las numerosas investigaciones efectuadas en diferentes tipos de yacimientos se definen dos clases de mineralización de estaño: Unos son los yacimientos de la Cordillera Oriental asociada íntimamente, con los batolitos graníticos de edad terciaria superior a jurásica durante la orogenia Hercinica y la otra es la inducida por actividad ígnea efecto de plutones ácidos, rocas hipabisales y rocas volcánicas ácidas como dacitas, latitas y riolitas de edad Miocénica relacionados con la orogénesis Andina, como es el caso del yacimiento San José.

Es característica notable de este tipo de depósitos, la coexistencia de minerales de alta y baja temperatura conjuntamente, representados los de alta temperatura por la casiterita, wolframita, pirrotina, arsenopirita, estannita, apatita y turmalina, y los minerales formados a temperaturas bajas, como la estibina, wuortzita, marcasita, andorita, zinckenita, franckeita, jamesonita, siderita, barita, vivianita, kaolinita, y sericita.

N.M.DANY (1960) en su estudio sobre los depósitos de Sn-Ag de Bolivia, determina un modelo, como: Depósitos de vetas de zonas intermedias, con vetas de tipo volcánico con minerales de tetraedrita, estannita, casiterita, pirita, arsenopirita, jamesonita, cuarzo, etc. y cilindrita, franckeita, estannita, esfalerita, pirita, proustita, cuarzo.

En este segundo grupo caen los sulfuros complejos de alto contenido en Pb-Sb y Ag como los determinados en este yacimiento donde se tiene una deposición temprana de cuarzo cristalino y pirita, con menor cantidad de casiterita, que es seguida por un continuo bandeamiento de casiterita marrón cubierta con incrustaciones de cuarzo cristalino y finalmente sobre estas superficies, existen pequeñas cantidades de estannita y tetraedrita con muchas agrupaciones moteadas de agujas o cristales aciculares de jamesonita y zinckenita.

La deposición de la tetraedrita se sobrepone al período de deposición de la jamesonita por la presentación de muchas agujas dentro los cristales de éstas. Asimismo, se puede atribuir que la concentración de plata se debe a las zonas de

oxidación o también su enriquecimiento se debe a un efecto supergénico a través de una deposición gradual de minerales de plata sobre un intervalo significativo a lo largo de una zona mineralizada, debiendo asumirse sin embargo, que las soluciones de las que precipitaron los minerales contenedores de plata si - guen aparentemente los mismos modelos de las soluciones de las cuales precipitan los metales base.

Por lo tanto se puede concluir que las aguas magmáticas dejaron la formación de los metales base. pero las aguas meteóricas dejaron ó depositaron la mineralización de plata.

Así también Idmari, H. KINNUNEN, K (1982) clasifica a los depósitos volcánicos a sub-volcánicos, como depósitos del tipo casiterita-silicaro-sulfuros, siendo los yacimientos de casiterita boliviana de este tipo, o sea depósitos de salmueras mucho más salinas que las del tipo cuarzo-casiterita, ya que la alta salinidad de las casiteritas que van de 18.5 al 50% del NaCl estarían relacionados con la concentración, seguramente por efecto de la ebullición, sugeridos por Kelley & Turneure (1970).

5.2 Conclusiones genéticas

En lo que se refiere a las formas de las vetas del área estudiada conforme a los resultados de la presente investigación y las referencias obtenidas se puede señalar lo siguiente: a) Se encuentran a lo largo de las vetas muchos planos de deslizamiento acompañados por una debil dislocación.

b) Existen muchas vetas que contienen arcilla.

c) Muchas vetas de forma lenticular muestran ensanchamientos y estrechamientos de mucha consideración.

d) Es raro encontrar brechas de roca madre en las vetas.

e) La magnitud de las vetas es grande a lo largo de su rumbo.

Por lo expuesto se considera que la veta "D" y otras de esta área se componen de fisuras por cizalla que forman rellenos de fracturas, las paredes son bien definidas y el relleno de éstas es de incrustación y drúsico.

Los episodios de formación de las vetas pueden asumirse de la siguiente manera:

- Relleno de las vetas con cuarzo, casiterita, turmalina y franckeita.
- Reemplazamiento de Pirrotina por otros sulfuros, como estannita, esfalerita, marcasita, arsenopirita, pirita, y sedita.
- Penetración de emplazamiento por otra generación de esfalerita, y pirita, calcopirita y ganga.
- Minerales supergénicos.

Por las características y formación de las vetas, se puede aducir que las vetas

actuales eran paso de solución metálica y al mismo tiempo servían como espacios para la precipitación de minerales.

Se considera además que las vetas se formaron dentro de fisuras de cizalla juzgando por ocurrencias de los contactos, entre la roca madre y las vetas, estructuras dentro de dichas vetas, presencia de arci-la de falla, existencia de muchas vetas paralelas y extensión larga de las vetas en la dirección de su rumbo.

Las vetas no sólo se emplazan en el pórfido, sino que predominantemente se encuentran en las roca sedimentarias del silúrico, esto significa que la mineralización relativa se deriva de las actividades ígneas del terciario, pero que ha sido más conveniente por propiedades físicas su emplazamiento dentro de las rocas sedimentarias del silúrico como lugar de precipitación de minerales metálicos.

Por todo lo expuesto anteriormente se puede concluir que el yacimiento de San José, por los datos de las asociaciones mineralógicas y sus texturas, se deduce que éstos fueron rápidamente precipitados durante un tiempo finito en una zona limitada de soluciones ascendentes, generados por acción de un magma ácido, denominado telescoping, peculiar de este tipo de depósitos.

La casiterita esta íntimamente asociada con la pirita, por lo que es importante para la casiterita.

La principal mineralización de cuarzo asociada con casiterita es de una fase temprana.

Las soluciones hidrotermales se vuelven ácidas en la fase tardía de la mineralización y algunos minerales que son considerados como producidos por soluciones acuosas ácidas a baja temperatura y presión como la wurtzita, marcasita, caolinita, y jarosita.

La mineralización de estaño de Oruro esta íntimamente asociada con intrusiones ígneas del Mioceno.

El depósito es generalmente formado en ó alrededor de un stock, ó cuello volcánico de pórfido.

Existen muchas evidencias que caracterizan una mineralización xenotermal, con una mineralización polimetálica con minerales tipo telescoping, un zoneamiento bien marcado ó íntima relación con actividad ígnea, especialmente con magmatismo subvolcánico.

AGRADECIENTOS

Los autores hacen patente su agradecimiento a JICA, por haber implementado los laboratorios del Instituto de Geología Económica de la Facultad de Ciencias Geológicas y de esta manera fué posible realizar los diferentes análisis y llegar a conclusiones que pueden ser un aporte en el conocimiento de la geología del país.

Asimismo queremos agradecer a COMIBOL por permitirnos la visita y toma de muestras en el yacimiento de San José . En forma muy especial a la subgerencia, de geología (ORURO) y los geólogos de la Mina San José por su valiosa colaboración y guía en el trabajo de campo.

B I B L I O G R A F I A

- CAMPBELL, D.F. (1942) : The Oruro silver-tin district. *Econ. Geol.*, 37, 87-115.
- CHACE, F.M. (1940) : Tin-silver veins of Oruro, Bolivia. *Econ. Geol.*, 43, 333-383, 435-470.
- CLARK, A.H.; FARRAR, E.; CAELLES, J.C.; HAYNES, S.J.; LORTIE, R.B.; McBRIDE, S.L.; QUIRT, G.S.; ROBERTSON, R.C.R. and ZERTILLI, M. (1976) : Longitudinal variations in the metallogenetic evolution of the central Andes: a progress report. *Geol. Ass. - Canada Special Paper*, N°. 14, 23-58.
- CLAURE, H.V. and MINAYA, E.R.; (1979) : Mineralización de los Andes Bolivianos en relación con la Placa de Nazca. *Bolivia Servicio Geol.*, La Paz.
- EVERDEN, J.F.; KRIZ, S.J. and CHERRONI, M.C. (1977) : Potassium-argon ages of some Bolivian rocks. *Econ. Geol.*, 72, 1042-1061.
- FERNANDES, A.C. (1970) : Estudio geológico de la región de Oruro-Paraña-Soledad. *Bolivia Servicio Geol.*, Bol. 13., La Paz.
- GRANT, J.N.; HALLS, C.; AVILA, W. and SNELLING, N.J. (1979): Potassium-argon ages of igneous rocks and mineralization in part of the Bolivian tin belt. *Econ. Geol.*, 74, 838-851.
- GRANT, J.N.; HALLS, C.; SHEPPARD, S.M.F. and AVILA, W. (1980) : Evolution of the porphyry tin deposits of Bolivia. In (Eds.) Ishihara, S. and Takenouchi, S. *Granitic Magmatism and Related Mineralization*, *Soc. Mining Geol.*, Special Issue, 8, 151-173, Tokyo.
- KATO, T. (1920) : A contribution to the knowledge of the cassiterite veins of pneumohydrothermal or hydrothermal origin, *Imper. Univ. Tokyo Coll. Sci. J.*, 43, art. 5, 1-60.
- KELLY, W.C. and TURNEAURE, F.S. (1970) : Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia. *Econ. Geol.*, 65, 609-680.
- NAKAMURA, T. (1954) : Tin mineralization at the Ashio copper mine, Japan. *J. Inst. Polytech. Osaka City Univ.*, 2, 35-47.

- PAREJA, J.L.; VARGAS, C.F.; SUAREZ, R.S.; BALLON, R.A.; CARRASCO, R.C. and VILLARROEL, C.A. (1978) : Mapa geológico de Bolivia. Bolivia Servicio Geol., La Paz.
- SILLITOE, R.H. (1976) : Andean mineralization. A model for the metallogeny of convergent plate margins. Geol. Ass. Canada Special Paper, N° 14, 59-99.
- SILLITOE, R.H.; HALLS, C. and GRANT, R.H. (1975) : Porphyry tin deposits in Bolivia. Econ. Geol., 70, 913-927.
- TURNEAURE, F.S. (1960) : A comparative study of major ore deposits of central Bolivia. Econ. Geol., 55, 217-254, -576-606.
- TURNEAURE, F.S. (1971) : The Bolivian tin-silver province. Econ. Geol. 66, 215-225.
- TURNEAURE, F.S. and WELKER, K.K. (1947) : The ore deposits of the Eastern Andes of Bolivia. The Cordillera Real. Econ. Geol. 42, 595-625.
- VARGAS, E.C. (1970) : Estudio geológico del área Llallagua. Bolivia Servicio Geol., Bol. 12, La Paz.

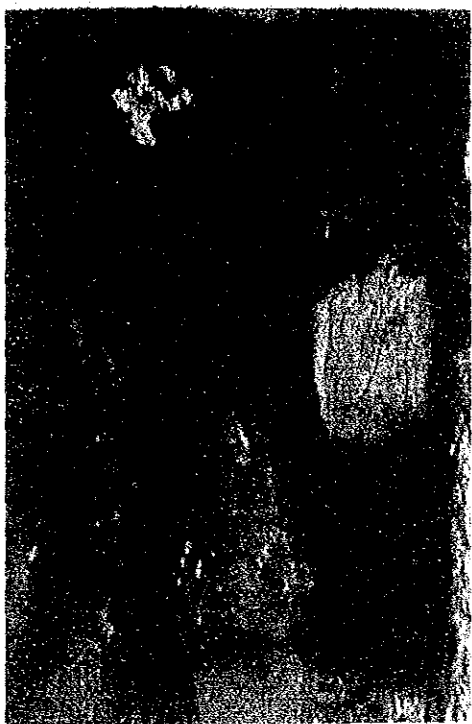


Foto 1.- Brecha Intrusiva(-280)



Foto 2.- Bandeamiento típico
de las vetas.
Pirita-Sulfosales y
Alunita (-340)

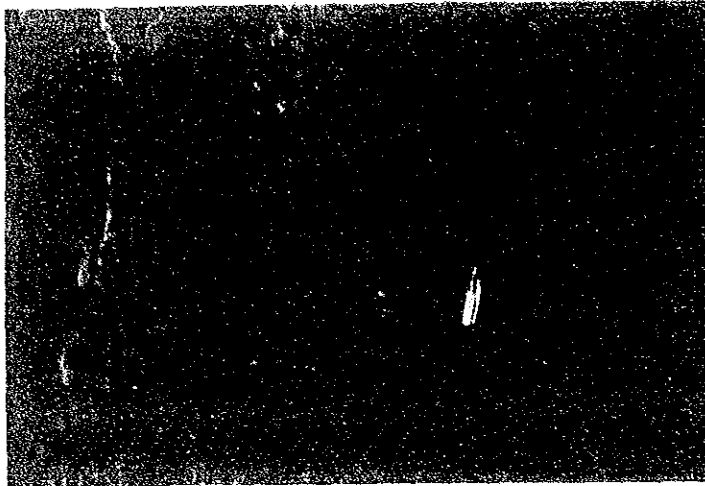


Foto 3.- Bandeamiento de las vetas (-180)

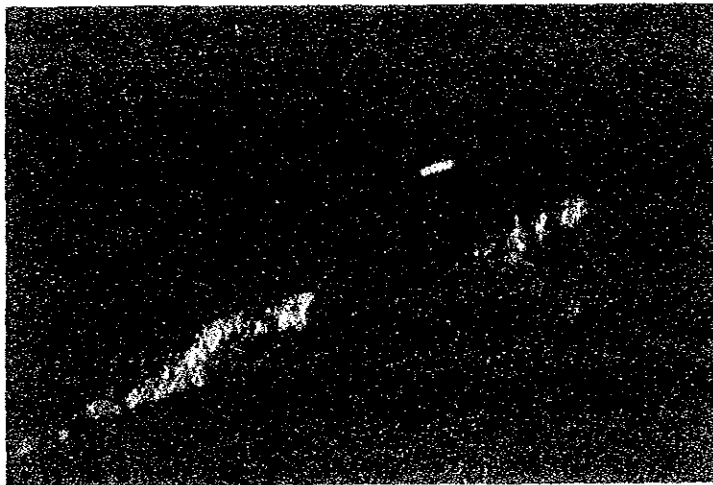


Foto 4.- Veta de Esfalerita-Pirita-Alunita-Franckelta (-340)

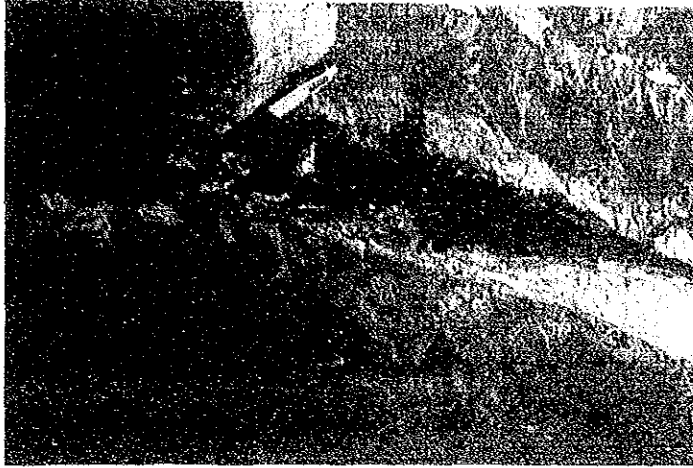


Foto 5.- Veta de Jamesonita-Franckeita- Sulfuros
Alunita-Arcillas (-380)

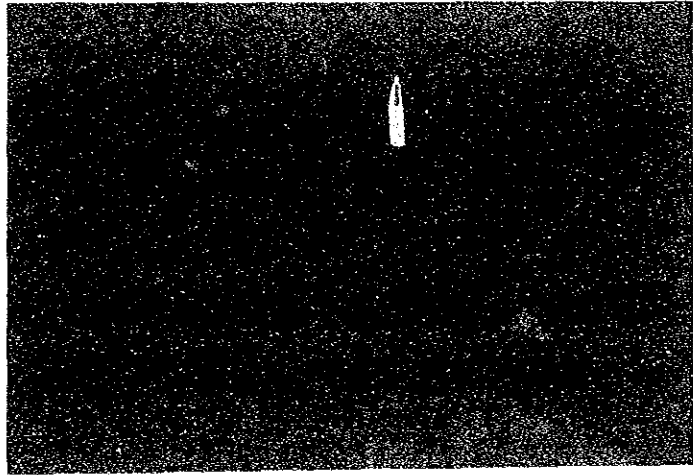
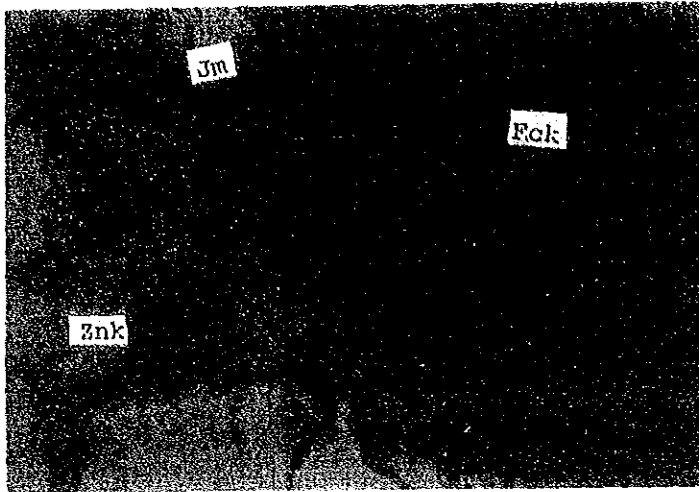
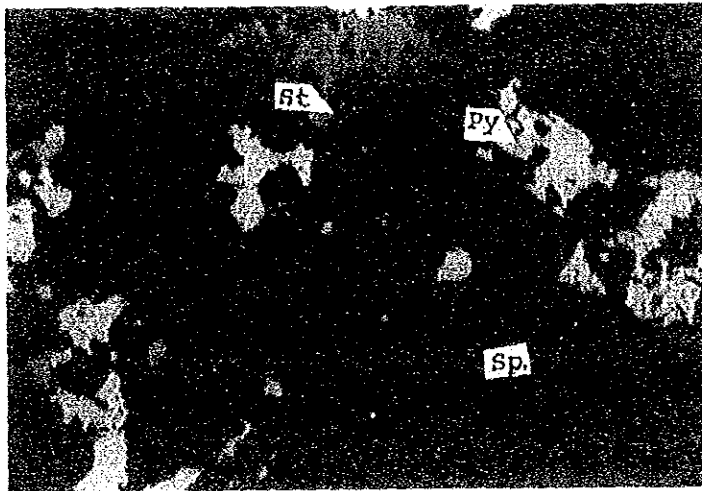


Foto 6.- Veta cortando secas de la Form-
ción Uncia (-180)



Zinckenita-Franckeita-Jamesonita

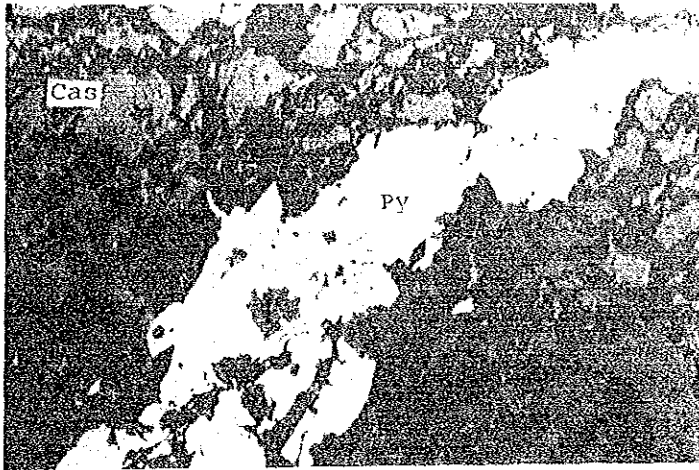


Esfalerita-Estannita-Pirita

L A M I N A 1

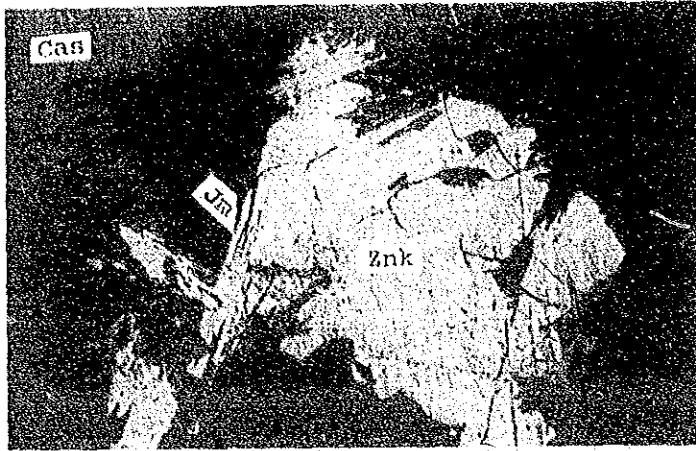


Jamesonita-Frankelita

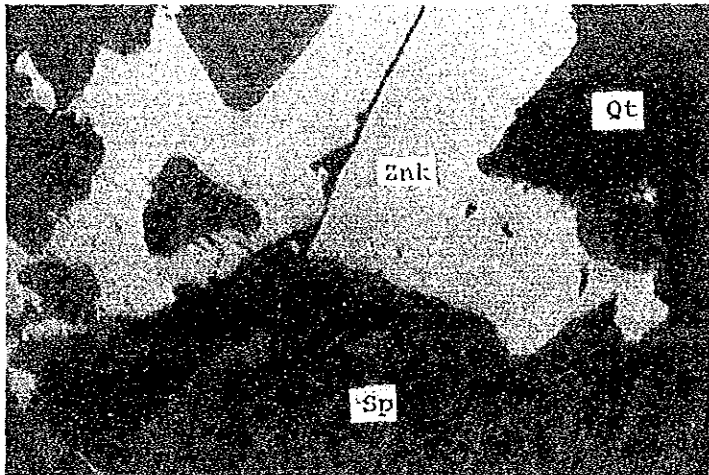


Casiterita-Pirita

L A N T A S



Zinckenita-Jamesonita-Casiterita



Zinckenita-Esfalerita-Cuarzo

L A M I N A 3

PETROLOGIA DEL STOCK DE ITOS
YACIMIENTO DE SAN JOSE

ANONIO SAAVEDRA*
GARY BECCAR*

* Instituto de Geología Económica, UMSA, La Paz, Bolivia

PETROLOGIA DEL STOCK DE ITOS

A. SAAVEDRA^{*}, G. BECCAR^{*}

Se estudia el complejo ígneo de Oruro, dando mayor énfasis al Stock de Itos. El análisis petrográfico tradicional es complementado por análisis químicos de elementos mayoritarios, que dan pie a consideraciones petroquímicas y a la definición normativa de las rocas. La norma CIPW y el doble triángulo de Streckeisen, definen a las mismas como riolitas potásicas y riolitas potásicas porfiríticas.

Las rocas corresponden a remanentes de un aparato volcánico desmantelado en el que es posible diferenciar tres facies magmáticas. La facie de chimenea, asociada a las estructuras mineralizadas, brechas hidrotermales de intrusión, alteración sericítica pervasiva y a la presencia de casiterita diseminada. Las facies lávicas marginales, propilitizadas y con casiterita diseminada y finalmente la facie hipabisal, igualmente propilitizada, totalmente estéril y con megacristales de sanidina.

La secuencia evolutiva postulada para el complejo, supone efusiones lávicas que edifican el volcán, el relleno de las chimeneas o conductos de salida, enfriamiento y colapso de la cámara magmática, asociada a la liberación de tensiones; ebullición retrógrada que genera las brechas hidrotermales de intrusión, continuada por la percolación de fluidos hidrotermales que originan la mineralización y la alteración zonada del complejo y posteriormente, como último fenómeno magmático, el emplazamiento de las riolitas porfiríticas de la facie hipabisal.

* Instituto de Geología Económica, UMSA - JICA

I N D I C E

I.-	GENERALIDADES	202
II.-	PETROLOGIA DEL COMPLEJO IGNEO	202
III.-	PETROLOGIA DEL STOCK	204
IV.-	PETROGRAFIA DEL COMPLEJO MAGMATICO	205
	IV.1 Pórfido Cuarzoso	205
	IV.2 Rocas ígneas periféricas	209
	IV.3 Brechas	217
	IV.4 Rocas de la zona de Contacto	219
V.-	PETROQUIMICA	221
	V.1 Elementos mayoritarios	221
VI.-	PETROGENESIS	223
	VI.1 Modelos petrogenéticos	223
	A G R A D E C I M I E N T O S	229
	B I B L I O G R A F I A	230

I. GENERALIDADES

El yacimiento polimetálico de San José, se encuentra ubicado en la margen oeste de la ciudad de Oruro a 3,300 m.s.n.m.. Su punto central esta definido por las coordenadas 18° S y 67° W.

Se localiza en el borde Oriental del Altiplano Central; morfológicamente está representada por una serie de colinas constituidas por rocas igneas residuales el complejo en dirección Norte-Sur, cuyas dimensiones aproximadas son de 6 por 2 Kms. y corresponde a los yacimientos de ambientes subvolcánicos, ubicado en la parte central del cinturón estañífero Boliviano.

La empresa Minera San José que explota el yacimiento, para fines administrativos, ha dividido el mismo en tres secciones, San José en la parte Oriental, Itos en la Occidental y Colorada en la parte central. En la actualidad, se trabaja el yacimiento principalmente por plata y estaño en forma subordinada. Su producción mensual es de 25.000 a 28.000 Tonealdas de mineral bruto, con un contenido de 0.5% de Sn y 230 gr.de Ag por Ton., Sugaki et. al. (1981).

II. PETROLOGIA DEL COMPLEJO IGNEO

Denominamos complejo igneo a la asociación de cuerpos hipabisales y volcánicos que conforman las rocas del yacimiento polimetálico de Oruro. Este ensamble, está compuesto por rocas de tres facies: hipabisal, de chimenea extrusiva, que conforman colinas de hasta 400 ms. de altura, elongadas hacia el norte, Flanqueadas por diversas fallas inversas y normales, sobre todo hacia el Oeste. (Fig. Nº 1)

Existe coincidencia en señalar que no trata de una asociación de stocks subvolcánicos, mineralizados en vetas, con brechas de diferente origen y efusiones magmáticas superficiales, Lindgren y Abbot (1931),

Chace (1948), Ahteld y Schneiber-Schnerbina (1964), Sillitoe et al. (1955), Avila, W. (1977).

Según Avila (1977), el complejo está representado por tres stocks mineralizados de cuarzo-latita que conforman los cerros de San José, San Pedro e Itos, las intrusiones serían rellenos del conducto central de un aparato volcánico desmantelado, bordeadas por sus correspondientes remanentes lávicos. Este criterio es compartido por Grant et al. (1977), Sillitoe et al. (1975) y Grant, Halls y Sheppard (1980). Consideramos válidas las afirmaciones referidas al carácter mixto del complejo ya que es posible diferenciar tres tipos de rocas ígneas, conformadas tanto por criterios de campo como por los de laboratorio.

La zona Norte, conformada por los cerros de San Pedro, Chancadora, Viscachani y el cerro del Oeste, están ligeramente propilitizados y fueron definidos petrográficamente como feno-dacitas y feno-andesitas porfiríticas, Rittmann (1973), aunque de acuerdo a la clasificación de Streckeisen, basada en las normas CIPW, son riolitas porfiríticas carentes de casiterita diseminada y de estructuras mineralizadas, con mega cristales de sanidina de hasta 5 cm. Presentan también ligeras variaciones en la facie máfica, con leves decrementos de hornblenda hacia la parte central. Igualmente se observa turmalina diseminada en la parte media del cerro Oeste y en la cumbre de la Chancadora, no así en San Pedro. Los juegos de diaclasamientos son similares en todos estos cerros, con rumbo N 60° E.

La zona central, y sur, corresponden al segundo tipo de rocas ígneas cuarzo porfiríticas, fuertemente afectadas por sericitización pervasiva asociada a estructuras mineralizadas y a casiterita diseminada. En superficie presenta fuerte alteración a arcillas del grupo caolín y a limonita, dándole tonalidades rojas-marrones blanquesinas. Estas ro-

cas están geográficamente representadas por los cerros de La Colorada, San Cristobal, Itos, Mina San José, Pie de Gallo, Santa Pita y Socavón. Un rasgo característico de estas rocas, es la presencia de brechas hidroyermales de intrusión y clásticas, asociadas a remanentes digitados de pizarras mineralizadas, localizadas en las margenes de las vetas, fácilmente observable en La Colorada y sobre la sección San José. Finalmente, el tercer tipo de rocas está formada por estrusiones de tipo lávico, con fábricas porfiríticas cuasi seriadas, con cierto grado de propilitización y cloritización, siendo ésta más intensa que en las primeras y con presencia de casiterita diseminada en pseudomorfos de clorita.

Estas rocas se ubican en las márgenes Este y Sur del complejo, Cerro Cerrato y Santa Barbara. En el cerro Cerrato se distingue una brecha ígnea que marca el contacto del pórfido cuarzoso con las lavas.

En las margenes del complejo y en interior mina, en los contactos entre el pórfido y la roca paleozoica encajonante, se observa un estrecho halo de metamorfismo de contacto de bajo grado que no llega a formar neominerales sino solamente a determinar agrupaciones grumosas de clorita y material carbonoso dándole a la roca, una textura mosqueada.

III. PETROLOGIA DEL STOCK

Sobre la base de 45 muestras, tomadas tanto en interior mina, sobre la estructura D, en roca de caja, las brechas y el pórfido, como en superficie, en los cerros La Colorada, Caja de Agua, San Pedro, Cerrato, Pie de Gallo y Santa Bárbara, se ha delincado el perfil mineralógico, petrográfico, petroquímico y petrológico del complejo.

Además del estudio petrográfico microscópico tradicional, se han utilizado métodos de difracción de Rayos-X platina universal y análisis

de elementos mayoritarios, por vía húmeda, por absorción atómica, espectrometría de emisión, así como métodos de colorimetría. Estos análisis de roca total, han servido para clasificarlas de acuerdo al doble triángulo de Streckeisen y para ensayar algunos diagramas con el objeto de desentrañar el complejo cuadro evolutivo de las rocas del área.

IV. PETROGRAFIA DEL COMPLEJO MAGMÁTICO

Denominamos complejo magmático al conjunto de rocas ígneas de la zona de estudio que pueden ser divididas en función de su mineralogía y fábrica, en tres grandes grupos.

El primero que se halla claramente asociado a la mineralización, presentando un color gris blanquesino; fuertemente alterado, en superficie muestra colores blanquesinos y marrón debido a la alteración superficial. Las segundas rocas circundantes a ésta presentan colores más oscuros de tonos gris verdoso y marrón en superficie, ligeramente alteradas. Normalmente estériles. Finalmente, mencionaremos las brechas que se encuentran asociadas a etapas postreras del magmatismo presentes localmente en las zonas de contacto con la roca mineralizada, acompañadas de pelitas que a veces atraviesan zonas de falla en las mismas.

IV.1 Pórfido Cuarzoso

Roca ígnea mineralizada, anteriormente nominada cuarzo latita porfírica, Koslowsky, Jaskolsy (1932), Campbell (1942), Chace (1948), Sillitoe, Halls y Grant (1975).

Por otra parte, geólogos de COMIBOL la llaman Pórfido Riolítico 6 Pórfido Latítico Cuarzoso, Flores (1979). También fué denominada pórfido latítico, de grano fino o vidreado, Comargo (1979),

sugiriendo un origen hipabisal.

Trabajos recientes, desarrollados por geólogos japoneses y bolivianos; la nombran sólo como Pórfido Cuarzoso, Sugaki et al. (1981) implicando, igualmente que se trataría de una roca de origen subvolcánico.

En vista de la falta de coincidencia en la denominación de la roca en cuestión, ha constituido preocupación nuestra clasificarla adecuadamente, sin embargo, como la afectan fuertes procesos de alteración, se hace imposible su denominación en relación con los minerales que originalmente la componían. Un amplio y profundo proceso de sericitización ha borrado la relación inicial de plagioclasas y feldespatos potásicos, por otra parte un intenso proceso de silificación ha incrementado la sílice, produciendo además reemplazos de feldespatos por sílice, así como el relleno de cavidades secundarias. Igualmente las biotitas han sido fuertemente cloritizadas y en algunos casos reemplazadas por sílice. Debido a éstos fenómenos se hace imposible la determinación sistemática de la roca prealterada, pero, es posible aproximar un nombre que refleje su carácter porfírico iniciar por la presencia del mineral dominante, cuarzo, adoptamos el nombre de roca cuarzo porfirítica o pórfido cuarzoso, haciendo nuestra la idea central de la denominación de Sugaki et al. (1981), enmarcada dentro del criterio de Heinrich W. (1972) que establece que toda roca ígnea con fábrica porfirítica y con cuarzo abundante y que presente dificultades en su nominación específica por problemas de alteración de sus minerales originales, debe ser nominada cuarzo porfirítico o profido cuarzoso. La posibilidad de una aproximación a su composición mineralógica

inicial nos parece aventurada, lo único que se puede afirmar es que los fenocristales intratelúricos, es decir, los minerales desarrollados en la cámara magnética previa la movilización del magma fluido y a la disminución brusca de las condiciones de temperatura y presión, (quenching point) Cox (1979), corresponden a feldespatos, cuarzo y biotitas, además de algunos minerales de inclusión, también intratelúricos, como apatito y magnetita, presentes en los cuarzos primarios.

La fábrica de las rocas es claramente porfirítica, con pseudomorfos de sericita en feldespatos, clorita en biotita, presencia de fenocristales de cuarzo y minerales secundarios que han reemplazado parcialmente los originales, como turmalina, sericita, clorita, pirita y sílice. La pasta es microcristalina, y corresponde a las llamadas texturas de enfriamiento (quenching textures) Cox (1979), formada básicamente por cuarzo microcristalino, acompañado por sílice y sericita secundaria que alteran las rocas penetrativamente.

Es importante hacer notar que existe dos hábitos de casiterita microcristalina una disseminada en la roca, y la otra asociada directamente a la clorita, causa para que algunos investigadores denominen al yacimiento como de estaño porfirítico, Sillitoe, Ealls, Grant (1975), Grant, Halls, Sheppard, Avila (1980).

El cuarzo, es el mineral mayoritario, se presenta como fenocristales fracturados y redondeados, con engolfamientos, (Fotomicrografía Nº 1), rodeada a veces de bandas de sericita y cuarzo secundario que ocasionalmente forma crecimientos simplectíticos. Las inclusiones en este mineral son corrientes, siendo principalmente de apatito y opacos.

Se puede observar también que por las fracturas se han introducido soluciones, que han dado lugar a la precipitación de minerales secundarios tales como sericita, pirita y sílice.

La sílice de formación secundaria, se presenta tanto en forma de cuarzo como de calcedonia, con fábrica sal y pimienta; que se halla relleno de las cavidades, en asociación concéntrica tipo esgelurítica, acompañada de otros minerales de alteración, principalmente sericita y ocasionalmente turmalina, dando lugar a las fábricas simplectíticas. Ocasionalmente se encuentra rodeando a grandes cristales de pirita ó asociado con agregados de pirita de menor desarrollo. La calcedonia se presenta como último relleno, la sílice ha soldado la roca introduciéndose en todas las cavidades y fracturas de la misma, habiendo actuado penetrativamente.

La clorita se presenta fundamentalmente como pseudomorfos de biotita; es transparente, incolora corresponde al tipo de clinocloro y su rasgo más distintivo es que está asociada íntimamente a casiterita microcristalina (Fotomicrografía N^o 2). Como subproducto de la cloritización se observan minerales opacos de hierro constituídos básicamente por sulfuros, cuya formación, suponemos está, ligada a la sulfurización del hierro de la biotita.

La presencia de hierro en forma de pirita, indica que la alteración clorítica no alcanzó su equilibrio (Fotomicrografía N^o 3). Algunos cristales de biotita han sufrido desferrificación; pérdida parcial de hierro de la estructura reticular, sin alterar la red cristalina que se produce por la introducción de potasio, generándose así un mineral en tránsito a muscovita.

También se tiene sericita, en forma de agregados que acompañan localmente a las biotitas y cloritas que por proceso de agregación están pasando a muscovita.

Junto a los cristales antes mencionados, se tiene abundante cantidad de minerales opacos especialmente óxidos de hierro, pirita ya otros.

La sericita, está ampliamente distribuida como pseudomorfos en feldespatos y como rellenos de esferulitas en asociación simplectica, también diseminada en la pasta presentándose como microcristale. Sus asociaciones más corrientes son cuarzo-sericita, turmalina-sericita, y sericita-pirita. Su forma más común es la de agregados escamosos (Fotomicrografía Nº 4).

IV.2 Rocas Igneas Periféricas

Las rocas periféricas al pórfido cuarzoso descrito anteriormente fueron denominadas por diversos autores como lavas cuarzollatíticas, por otra parte, geólogos de COMIBOL ofrecen diferentes denominaciones para esta roca, así Jorge Flores (1979), sostiene la existencia de magmas superficiales equivalentes a un pórfido monzónico cuarzoso, y A. Camargo (1979) habla de una actividad volcánica que habría generado todo el complejo, dando lugar a una mozonita cuarífera. Por otra parte Sillitoe, Halls y Grant (1977) igual que Chace (1948), consideran que las rocas de éste complejo corresponden a latitas cuarzosas porfiríticas.

El análisis petrográfico de las secciones delgadas de estas rocas, fue complementado con estudios de plagioclasas, tanto por el método de la platina universal, seemons (1962) como el de difracción de Rayos "X". Ambos métodos fueron aplicados a las plagioclasas del cerro de san Pedro, mapeado anteriormente como

lavas. Resultaron coincidentes al establecer un emplazamiento intermedio de tipo hipabisal somero. El índice de ordenamiento corresponde a un 60% y el porcentaje molecular de Anortita de $Ab_{58} An_{32}$ correspondiente a una Andesina ácida.

La petrografía de las rocas hipabisales del cerro San Pedro y de la caja de agua es casi similar, estableciéndose una fábrica porfírica cuasi-seriada, con leves diferencias relativas al contenido porcentual minerales máficos y al grado de cristalización de la pasta. Las rocas de San Pedro presentan un contenido mineralógico intermedio y una pasta microcristalina, mientras que las rocas de Caja de Agua, tienen una mineralogía más ácida, con menor contenido de fenocristales máficos como biotita y hornblenda y una pasta con menor grado de cristalinidad.

Las rocas periféricas de los cerros Cerrato y Santa Barbara, son evidentemente volcánicos, con fábrica traquítica y mineralogía similar a la de las rocas de Caja de Agua. Además, los pseudomorfos de clorita en biotita están asociados a Casiterita microcristalina, presente sólo en forma de aguegados arracimados y no en hábitos prismáticos cortos.

La descripción petrográfica mas detallada de las rocas del cerro San Pedro, muestra cenocristales intratelúricos de plagioclasas zonadas, biotita, sanidina ocasional, hornblenda y cuarzo; la pasta es fundamentalmente feldespática (plagioclasa) con cuarzo microcristalino y corresponde a una típica fábrica de enfriamiento, (*Quenching texture*) Cox (1979).

Las plagioclasas oscilan entre An_{22} y An_{35} ; el extremo ácido An_{22} es menos frecuente, ya que por general estas varían entre An_{30} y An_{34} , tratándose por lo tanto de andesina ácida. Las

leyes de macla más frecuentes son las de albita-carlsbad, albita y periclina más albita, encontrándose también otros, tales como mannebach y ala, tanto A como B. Los cristales se encuentran frecuentemente zonados inversa y normalmente. El fracturamiento y posterior sobrecrecimiento es frecuente; al igual que la resorción y sobrecrecimiento de individuos más básicos originados tanto por la dinámica del magma como por corrientes convectivas, más efectos gravitatorios que produjo el zonamiento y la resorción de los cristales. La alteración sericitica es moderada, pero de amplia distribución, acompañada muy esporádicamente de calcita. La sanidina se presenta en fenocristales euhedrales de hasta cinco cm. en un porcentaje de 2 a 3%. En algunos casos, se pueden observar cristales zonados.

El cuarzo se presenta de formas redondeadas, con engolfamientos y bordes de resorción; lo que sugiere también corrientes convectivas y de hundimiento por gravedad. Se encuentra en una pasta más básica. Las inclusiones más frecuentes son de hornblenda, apatito, circón y de biotita.

La biotita muestra cristales tabulares corroídos, alterados parcialmente a clorita, epidota y magnetita. Entre los minerales del grupo de la epidota es posible diferenciar núcleos de clinzoisita rodeada de epidoto en agregados escamosos. La clorita es del tipo proclorita, asociada a magnetita, también es posible diferenciar pennina.

La hornblenda se presenta muy subordinada en forma de cristales pequeños prismáticos alargados, alterados a clorita, magnetita, esfena y ocasionalmente epidoto.

La asociación que presentan los minerales de alteración definen un modelo propilítico, producido por líquidos magnéticos tardíos, que provocan una débil alteración metamórfica de baja temperatura que afecta principalmente a las rocas intermedias, como las dacitas y andesitas. La alteración superficial de la roca está relacionada con la acción de hierro, contenido en las biotitas y las hornblendas, ocasionando la formación de minerales de hierro y también la formación de calcita a partir de la andesina. El carácter hipabisal de la roca, definido por el estudio de las plagioclasas, está reafirmado por el análisis de la fábrica de la roca.

Una fábrica porfirítica seriada sugiere un enfriamiento gradual, con un gradiente térmico moderado o una ascensión sostenida del magma, hasta llegar a su posición final de tipo hapabisal o subvolcánico de baja presión y temperatura, que congelaría el crecimiento de los fenocristales así como la formación de la pasta microcristalina. Por otra parte, los fenómenos de fracturamiento, resorción y sobrecrecimiento, así como la zonación de las plagioclasas, implican la presencia de un magma fluido sujeto a corrientes de convección y a descensos gravitatorios, de los cristales intratelúricos anteriores al punto de enfriamiento, Fuster (1953).

El análisis modal de esta roca, por el método de Rosdwal, define a la misma, como una feno andesita cuarzosa porfirítica de acuerdo a la clasificación de A. Streckeisen (1967) que es la que emplearemos en este trabajo.

Las rocas ubicadas en la zona de la Caja de Agua, un poco más al sur de las anteriores son casi similares en su fábrica y minera-

logía. Texturalmente son profiríticas, de color verdoso con tonos marrón en superficie, son ligeramente más ácidas. Los fenocristales intratelúricos son de menor desarrollo, y la pasta es microcristalina a vitrea, marcando un término más ácido de diferenciación magmática, con un punto de congelamiento más rápido que el de la andesita anterior. El análisis modal planimétrico, efectuado sobre estas secciones, establece que la roca es una feno dacita biotítica porfirítica.

El extremo sur del complejo, cerro Santa Barbara, mapeado anteriormente como lavas cuarzo latíticas, Fenandez (1970) corresponde a la vas de carácter porfirítico de color marrón oscuro, y gris balnquesino en superficie de alteración. Están intensamente alteradas por aguas meteóricas, produciendo limonitización y callinización con vacíos producidos por la desaparición total de algunos fenocristales. Al microscopio presenta una fábrica porfirítica, cuasi seriada, con una pasta micro cristalina feldespática cuarzosa.

Los fenocristales presentes de carácter intratelúrico, son por orden de importancia, feldespatos, biotita y cuarzo; los primeros se encuentran totalmente sericitizados y presentan hábitos tabulares de formas subhedrales a euhedrales conservando todavía trazos de macla, con bandas de zonación, lo que implica que originalmente correspondieron a cristales de plagioclasas, en sus bordes presentan óxidos de hierro, con orificios rellenos localmente de sílice secundaria, las inclusiones presentes están constituidas de pequeños cristales de biotita cloritizada, que en algunos casos presenta procesos de desferrificación.

Las biotitas se presentan en hábitos tabulares subhedrales flexa-