

Caracterización litogeoquímica en el yacimiento VMS - Cerro Lindo y su relación con la mineralización para determinar vectores guías en exploración

Jean Paul Bueno Carreón¹, Maylin Mendoza Mondragón²

¹ Nexa Resources, Lima, Perú (jbueno@nexaresources.com)

² Explomin del Perú, Lima, Perú (maylin.mendoza08@gmail.com)

1. Introducción

El área de estudio se ubica en la parte occidental del Perú, en la provincia de Chincha, departamento de Ica, a 175 Km al SE de Lima. El depósito de Cerro Lindo se localiza en una franja de rumbo NW formado por rocas volcánico sedimentarias de la Formación Huaranguillo perteneciente al Grupo Casma (Albiano-Cenomaniano). Posteriormente, el volcánico fue intruido por el Batolito de la Costa, de composición granodiorítica, tonalítica y diorítica con afinidad calcoalcalina. En el contacto del intrusivo con el volcánico se produce metamorfismo de grado medio, y finalmente diques porfíricos intruyen al volcánico de la formación Huaranguillo.

La litogeoquímica realizada tiene el objetivo de ayudar a entender el origen y evolución de los procesos geológicos presentes en la formación de las diferentes litologías del yacimiento Cerro Lindo y, sobre todo, determinar tendencias de alteración y a partir de ello establecer firmas en las rocas más relacionadas a la mineralización.

2. Objetivo

Caracterizar las diferentes tendencias de alteración relacionada con los sulfuros masivos alojados en la roca volcánica, con la finalidad de comprender mejor la relación entre mineralogía, litogeoquímica y la intensidad de la alteración, obteniendo como resultado, vectores hacia el centro del sistema y llegar a definir un modelo geoquímico para depósitos tipo VMS; para lo cual se determinará la firma geoquímica de la roca que se comporta con mayor grado de fertilidad para generar los orebodies (Figura 1).

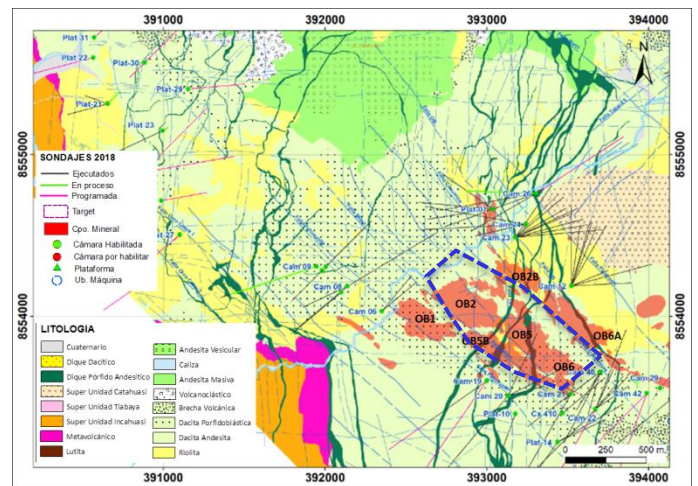


Figura 1. Ubicación de los cuerpos del yacimiento Cerro Lindo.

3. Metodología aplicada

Se realizó un muestreo selectivo de rocas volcánicas alteradas en sondajes DDH que fueron seleccionados teniendo en cuenta la variabilidad de la roca caja y su intercepto con los distintos cuerpos mineralizados (orebodies).

Luego se clasificó las muestras por su grado de cercanía al cuerpo mineralizado: proximal si se encuentran a menos de 20 m (roca piso), intermedia de 20 a 30 m y distales cuando sobrepasan los 30 m de distancia con respecto al cuerpo mineralizado (roca techo).

Macroscópicamente se notó que las rocas proximales al cuerpo eran más félsicas que las rocas distales y que los minerales constituyentes presentaban mayor intensidad de alteración.

Estas muestras se analizaron en laboratorios de Acme por el tipo de análisis ICP-MS por los métodos MA200 (digestión multiácida que determina 45 elementos trazas) y por LF200 (fusión en metaborato de litio), para caracterización de roca total más 32 elementos trazas). En los diagramas de este trabajo se han utilizado preferentemente los resultados por el método de fusión total LF200.

En total se tomaron 340 muestras de roca volcánica alteradas que en parte se plotearon en los diagramas mostrados a continuación.

Tabla. Datos de Laboratorio de Muestras Representativas en los Dos Métodos

METODO	MUESTRA	PROXIMAL		DISTAL		
		326700	336931	329935	336884	
	DESDE	115.30	103.40	226.40	403.90	
	HASTA	115.50	103.60	226.60	404.10	
MA200	U	1	3.1	5	6.6	
	Th	4.3	10.4	25.2	17.1	
	Sb	0.3	1.1	0.5	0.6	
	Bi	<0.1	2.4	<0.1	1	
	V	16	4	6	4	
	Ca	5.06	0.32	0.59	0.14	
	P	0.147	0.029	0.027	0.046	
	La	23.5	6.8	40.7	12.3	
	Ba	495	24	1608	61	
	Ti	0.693	0.071	0.204	0.053	
	Al	8.8	5.54	6.87	6.49	
	Na	2.902	0.942	4.682	0.892	
	K	1.22	2.86	1.93	3.18	
	Zr	156.3	57.5	24.5	44.2	
	Y	14.3	7.1	22.6	5.8	
	Nb	9.3	2.3	7.6	1.3	
	Ta	0.5	0.1	0.5	<0.1	
	Be	1	<1	1	2	
	Sc	16	4	6	4	
	Li	10.1	6.4	5.6	14.2	
	S	<0.1	4	<0.1	1.7	
	Rb	27.7	80.6	34.1	69.9	
	Hf	3.9	1.4	0.6	1.2	
	In	<0.05	0.07	0.06	0.06	
	Tl	<0.5	1.8	<0.5	0.9	
	LF200	SiO2	53.75	67.79	70.35	66.51
		Al2O3	16.64	12.72	14.78	15.64
		Fe2O3	7.79	7.2	3.5	4.57
MgO		4.9	2.1	0.92	3.57	
CaO		7.17	0.41	0.96	0.21	
Na2O		3.57	1.15	5.68	1.25	
K2O		1.46	3.28	2.35	3.4	
TiO2		1.12	0.33	0.37	0.41	
P2O5		0.32	0.06	0.06	0.1	
MnO		0.11	0.04	0.05	0.06	
Cr2O3		0.021	<0.002	<0.002	<0.002	
Ba		469	2887	1540	2121	
Sc		17	7	6	6	
Be		2	2	2	1	
Cs		1.1	1.8	0.2	6.9	
Ga		16.8	18.4	13.5	18.4	
Hf		3.9	8	7.7	8.5	
Nb		6.9	9.2	7.3	11.2	
Rb		29.4	88.8	29.7	89.4	
Sr		526.4	71.1	111.9	21.2	
Ta		0.5	0.5	0.4	0.7	
Th		3.8	21	22.4	27.8	
U		0.8	5.8	5.3	11.3	
V		170	<8	<8	35	
Zr		140.4	292.8	286.4	345.6	
Y		11.9	29.1	30.7	29.6	
La		18.9	18.3	34.5	26.8	
Nd		22.2	21.1	30	23.4	
Sm	4.24	4.47	5.84	4.6		
Eu	1.22	0.31	1.03	0.26		
Gd	3.71	4.31	5.32	4.66		
Yb	1.11	4.11	3.73	4.06		
Lu	0.16	0.65	0.59	0.63		

4. Clasificación litológica usando litogeoquímica

Según un primer estudio de litogeoquímica en la unidad minera Cerro Lindo para la clasificación geoquímica y químico estratigráfica se obtuvo que la roca caja hospedante proximal al cuerpo corresponde a dacitas-riolitas (Imaña et al., 2012),

frente a esto se realizó el diagrama Nb/Y vs Zr/TiO₂ (Figura 2) que indica composiciones predominantemente de basaltos-andesitas-riodacitas con tendencia a riolitas para las rocas encajonantes, tendencia correspondiente de la roca más distal a la más proximal a los orebodies.

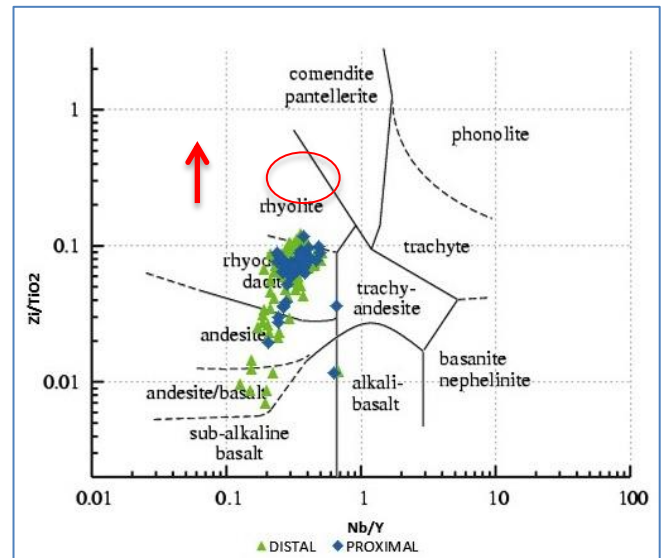


Figura 2. Clasificación de rocas volcánicas usando elementos inmóviles (Winchester & Floyd, 1977).

5. Litogeoquímica de alteraciones

Uno de los principales usos de la litogeoquímica en la exploración de VMS alojados en rocas volcánicas, es caracterizar la naturaleza y el grado de alteración para prevenir el gasto de dólares en exploración de zonas que no están relacionados con los depósitos de sulfuro masivos.

Como se sabe, muchos depósitos VMS tienen halos de alteración que se extienden en forma horizontal, estos halos son dos a tres veces más anchos que la parte económica de los depósitos, por ello se planteó hacer una zonación por alteración teniendo en cuenta los análisis de litogeoquímica.

5.1. Alteration box plot (Large et al., 2001)

Incluye el índice de alteración de Hashimoto (Al, Ishikawa et al., 1976) versus el índice clorita-carbonato-pirita (CCPI). Se evidencia que la alteración cercana al cuerpo mineral corresponde al incremento progresivo de, sericita-clorita-pirita, y alteración clorita-pirita hacia la parte más proximal del cuerpo relacionada a las rocas más diferenciadas (Figuras 3 y 4). Y según el análisis por orebody (Figura 5), tenemos que el OB5 y OB6 presentan mayor halo de alteración de sericita con respecto a los demás cuerpos

mineralizados estudiados, ya que la mayor cantidad de sus muestras caen en este dominio. La alteración sericitica se refleja en elevados contenidos de K (Figura 6, diagrama Na₂O vs K₂O). Tomando en cuenta este diagrama, se estaría hablando de una mica potásica en las rocas proximales al cuerpo, aumentando progresivamente el contenido de K₂O hacia el centro del sistema.

Nótese además en el diagrama Al vs CCPI (Figura 3), que las rocas más alejadas presentan débil a moderada alteración de carácter menos ácido con presencia de venillas de calcita interpretadas como producto de alteración deutérica.

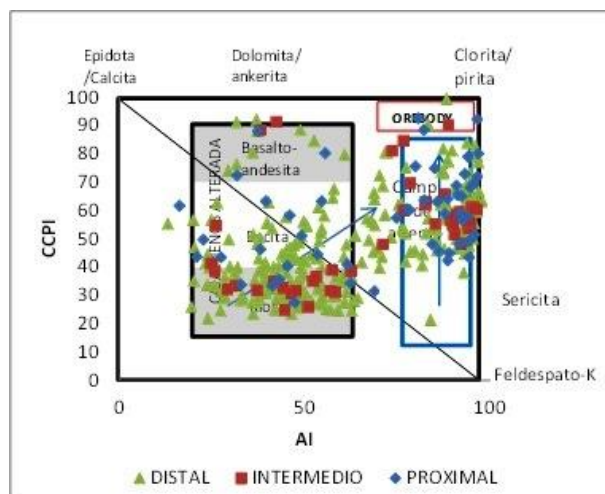


Figura 3. Cuadro de alteración con el índice de alteración de Hashimoto (AI) (Ishikawa et al., 1976) frente al índice de clorita-carbonato-pirita (CCPI, Large et al., 2001), para rocas volcánicas según su grado de cercanía al cuerpo mineralizado.

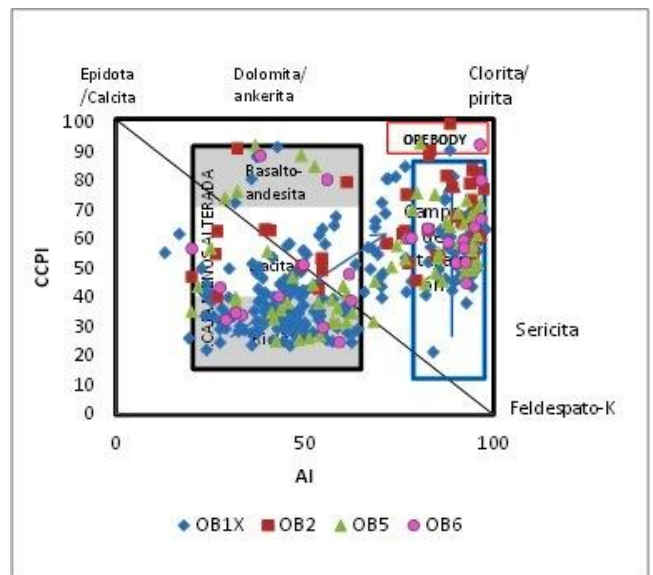


Figura 5. Cuadro de alteración con el índice de alteración de Hashimoto (AI) (Ishikawa et al., 1976) frente al índice de clorita-carbonato-pirita (CCPI, Large et al., 2001), para rocas volcánicas según cuerpo mineralizado.

Partiendo de estas interpretaciones hemos analizado el enriquecimiento en potasio y sodio para poder hacer relaciones con la mineralogía y los minerales de alteración.

Según el diagrama (Na-K), las rocas volcánicas más cercanas a los orebodies están enriquecidas en K y empobrecidas en Na producto de la alteración (enriquecimiento en mica potásica), las rocas distales al cuerpo mineralizado presentan mayor contenido de minerales de alteración enriquecidos en sodio (plagioclasa sódica) y empobrecidas en potasio (Figura 6).

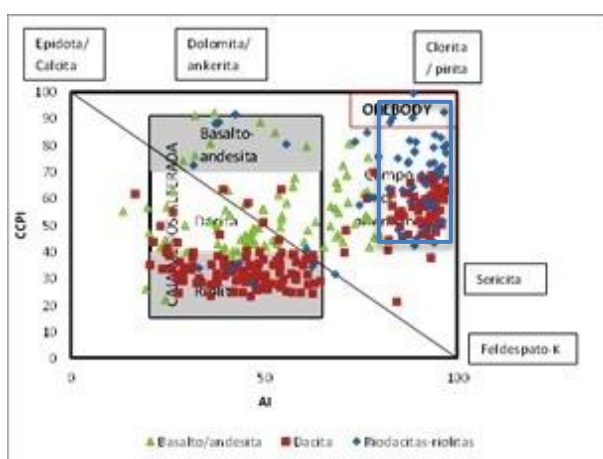


Figura 4. Cuadro de alteración con el índice de alteración de Hashimoto (AI) (Ishikawa et al., 1976) frente al índice de clorita-carbonato-pirita (CCPI, Large et al., 2001), para rocas volcánicas según litología

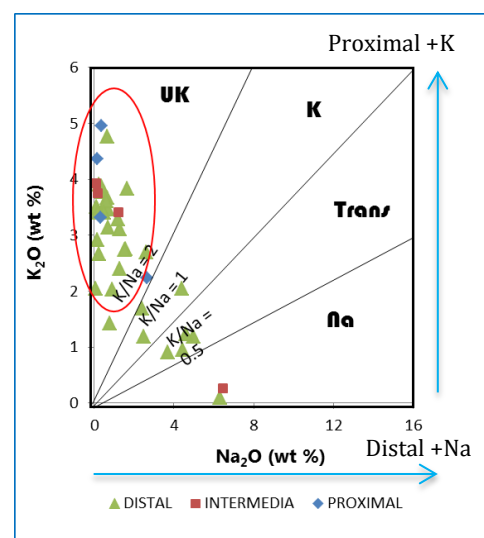


Figura 6. Cristalización de feldspatos por el enriquecimiento de Na-K y su relación con los minerales de alt. (Peccerillo & Taylor, 1976; modificado por Le Maitre, 1989).

5.2. Grados de alteración en función de cationes (%) (Fe+Mg) vs Si

Tomado de (Piercey, 2009), muestra campos ternarios de elementos principales con varios minerales de alteración potenciales, también han demostrado ser útiles para delinear diferentes alteraciones, tipos y la variación en intensidad (Riverin y Hodgson, 1980; MacDonald et al., 1996; Sebert et al., 2004), al plotear el % de cationes se ha determinado la variabilidad en alteración de las muestras (Considerar a Barrett and MacLean 1991; MacLean and Barrett, 1993) (Figuras 7 y 8). Estos diagramas apoyan las tendencias reveladas por los diagramas 3 y 4, indicando que la roca félsica cercana al cuerpo mineralizado está fuertemente alterada aumentando el contenido de sericita-clorita que aumenta hacia el centro del sistema (Figura 9).

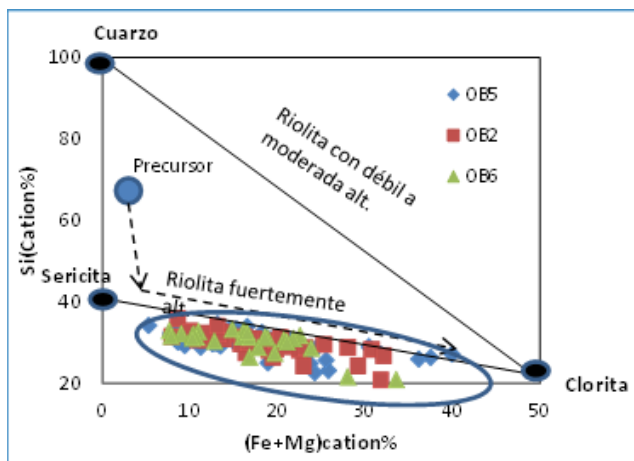


Figura 7. Molar Al/Zr vs (Na+K)/Zr (Stanley and Madeisky, 1994).

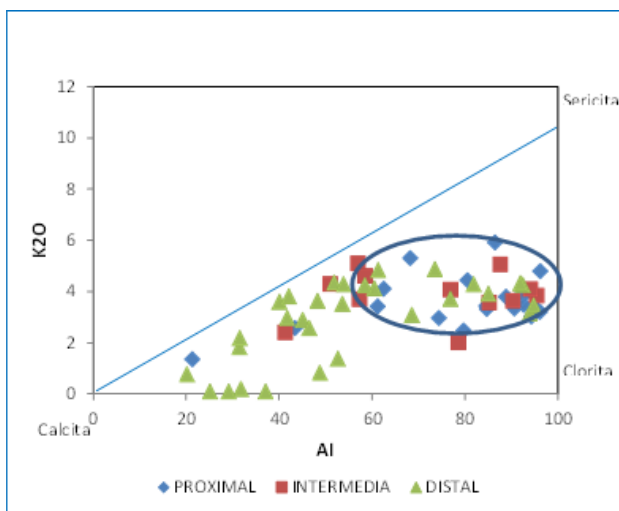


Figura 8. AI vs K2O (tomado de Piercey, 2009).

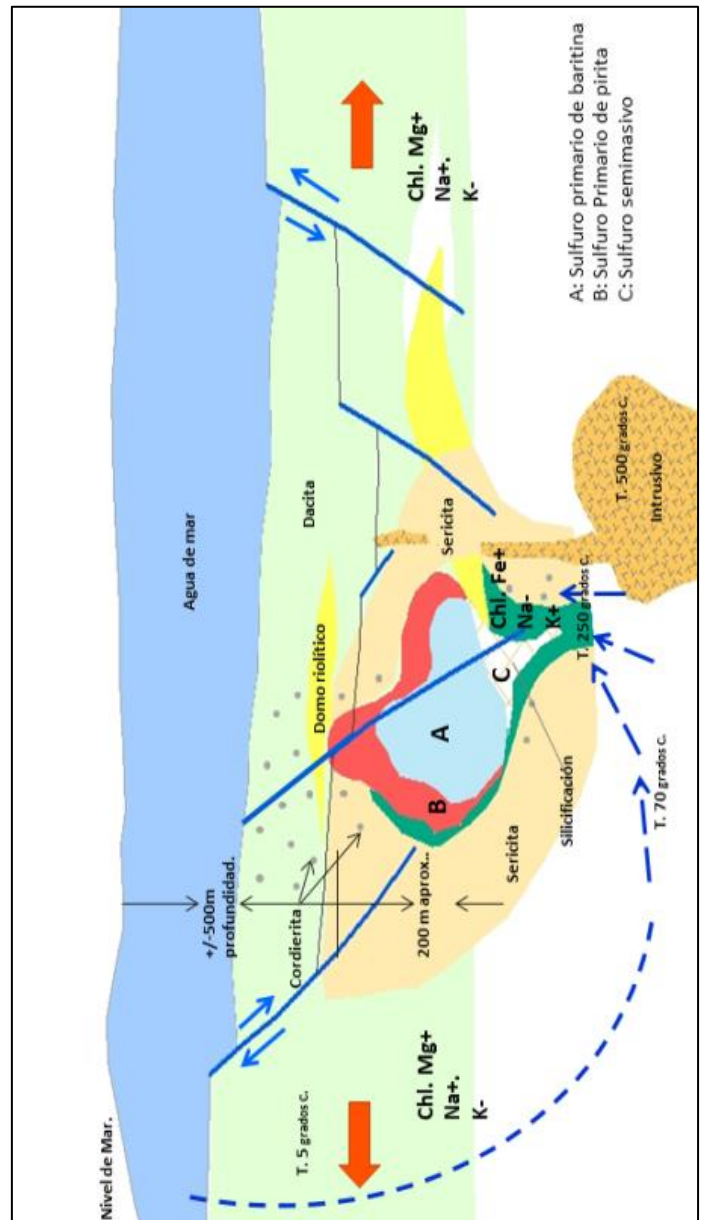


Figura 9. Modelo esquemático de VMS Cerro Lindo en función de minerales de alt, Según Larson, (modificado por el área de Exploraciones de Nexa Resources, 2018).

6. Conclusiones

Las variedades litológicas predominantes según el diagrama de Winchester & Floyd, 1977 Nb/Y Vs Zr/TiO₂ gradan de rocas de composición basáltica-andesítica-dacítica-riodacítica, siendo las rocas proximales las que presentan mayor diferenciación (riodacitas); al presentar esta gradación composicional en cuanto a litología de rocas volcánicas de composición máfica a intermedia a más ácida, Cerro Lindo pertenece al grupo de VMS hospedados en una serie bimodal félsica.

El aparente carácter ultrapotásico que adquieren las rocas cercanas a los orebodies que se observó en el diagrama Na-K es producto de la fuerte alteración de los feldespatos a sericita (es decir

predominantemente mica potásica) como se ha validado en los diagramas de alteración (AI-CCPI) y a medida que se alejan las rocas de la zona mineralizada aumenta el contenido de sodio (plagioclasa sódica).

Los minerales principales constituyentes de rocas félsicas (riodacitas) están fuertemente relacionados a los minerales de alteración guías. Como se determinó el horizonte más favorable para la formación de VMS son las rocas más diferenciadas del sistema, donde los minerales primarios (feldespato, plagioclasa y biotita) se han alterado a sericita y clorita férrica por el contenido de pirita.

Los horizontes mineralizados que se emplazan cerca o en el tope de una unidad volcánica de composición félsica, presentan mayor intensidad de alteración (sericita-clorita-pirita) que concuerda justo con las rocas proximales, hacia el centro del cuerpo, mientras que las rocas más alejadas y menos diferenciadas presentan débil a moderada alteración donde hay presencia además de calcita-epidota por eventos tardíos en el sistema y por procesos de alteración deutérica, pero cabe recalcar que se evidencia anomalías de bario que podrían corresponder a niveles distales de nuevos horizontes mineralizados.

En el sector Cerro Lindo centro, los índices CCPI vs AI (*Figuras 3 y 4*) presentan una tendencia clara hacia los cuerpos mineralizados hacia el centro del sistema sericita potásica más clorita con contenido elevado de Fe (clorita-pirita), y hacia las partes más distales (presencia de calcita y epidota). Como vemos son las rocas más diferenciadas (riodacitas) (Nb/Y vs Zr/TiO₂) las que presentan mejor sectorización con los índices de alteración (*Figura 5*). En el área de la operación minera de Cerro Lindo afloran mayoritariamente andesitas-dacitas con cambios predominantes de alteración, y al tener estos parámetros de tendencia litogeoquímica se podrá vectorizar para discriminar nuestras áreas de interés exploratorio.

Agradecimiento

A la compañía minera Nexa Resources por facilitar la información requerida para la elaboración del presente trabajo y al Dr Lluís Fonboté por su aportes en la mejora de este paper.

Referencias

Bailes, A.H. and Galley, A.G., 2001, Geochemistry and tectonic setting of volcanic and intrusive rocks in the VMS-hosting Snow Lake arc assemblage, Flin Flon Belt, Manitoba: A preliminary release of the geochemical data set;

- Manitoba Geological Survey, Open File Report OF2001-6.
- Galley, A.G. 1995. Target vectoring using lithogeochemistry: Applications to exploration for volcanic-hosted massive sulfide deposits; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 88, p. 15-27.
- Galley, A.G., Watkinson, D.H., Jonasson, I.R., and Riverin, G. 1995. The subsea-floor formation of volcanic-hosted massive sulfide; evidence from the Ansil Deposit, Rouyn-Noranda, Canada; Economic Geology, v. 90, p. 2006-2017.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., and Jonasson, I. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits, in Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 141-161.
- Hart, W.K., Wolde, G., Walter, R.C., Mertzman, S.A. 1989. Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions: Journal of Geophysical Research, 94, 7731-7748
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Ywaya, S., and Horiuchi, M. 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite.
- Lentz, D.R., and Goodfellow, W.D. 1996. Intense silicification of footwall sedimentary rocks in the stockwork alteration zone beneath the Brunswick No. 12 massive sulfide deposit, Bathurst, New Brunswick; Canadian Journal of Earth, v. 33, p. 284-302.
- MacLean, W.H. and Barrett, T.J., 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements; Journal of Geochemical Exploration, v. 48, p. 109-133.
- McConnell, B. 1991. Geochemistry and mineralogy of volcanic host rocks as indicators of massive sulphide genesis at Avoca, Southeast Ireland; Irish Journal of Earth Sciences v. 11, p. 43-52.
- Piercey. 2009. geochemistry of volcanic rocks associated with volcanogenic massive sulphide deposits and applications to exploration, v. 39, p.1-26.
- Salazar, et al. 2013. Boletín de Geología Vol. 35, Petrografía y Geoquímica de las rocas volcánicas del cerro la teta y el arroyo jurarein, alta guajira colombiana.
- Sun, S.-s. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in Magmatism in the Ocean Basins,

(eds.) A.D. Saunders and M.J. Norry;
Geological Society of London, Special
Publication No. 42, p. 313-345.

