



UNIVERSIDAD  
**DE ATACAMA**

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE CRISTALES DE TURMALINA EN EL  
PLUTÓN DE CABEZA DE VACA, REGIÓN DE ATACAMA.**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de  
Geólogo.

Constanza Andrea Rojas Campos

Copiapó, Chile 2022



UNIVERSIDAD  
**DE ATACAMA**

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE CRISTALES DE TURMALINA EN EL  
PLUTÓN DE CABEZA DE VACA, REGIÓN DE ATACAMA.**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de  
Geólogo.

Profesor guía: Dr. Karl Riveros Jensen

Constanza Andrea Rojas Campos

Copiapó, Chile 2022

## **AGRADECIMIENTOS**

La realización de mi tesis fue posible gracias al apoyo y a la ayuda de varias personas. Mis agradecimientos a:

Mi profesor guía Dr. Karl Riveros Jensen, quien me ayudó y me guió en cada una de las etapas de este trabajo, compartiendo sus conocimientos sobre los temas a investigar, las cuales fueron muy precisos y claros al momento de explicarme. Gracias por su paciencia, dedicación y perseverancia.

Mis padres, que estuvieron durante todo mi desarrollo como profesional, desde que entre a la universidad (sacándose la foto en la locomotora) hasta ahora que seré una profesional. Muchas gracias por su apoyo incondicional, en estar en los momentos más difíciles y salir adelante junto conmigo. Han sido mis mejores guías de vida. Este logro se lo dedico a ustedes. Gracias por creer y confiar en mí.

A mi pareja incondicional Jordan, por estar siempre conmigo apoyándome y dándome fuerzas en todo lo que necesitaba durante estos largos 11 años. En las buenas y en las malas, siempre confiando en mí. Gracias por estar siempre a mi lado y seguir dándome fuerzas para seguir adelante junto contigo.

A mis hermanos, en especial, a Sebastián, que a pesar de que estudiamos carreras totalmente diferentes, me ayudaste en varios ramos que tuvimos en común como malla de la facultad de ingeniería.

A mi abuelo, que durante mis años universitarios siempre estuvo interesado en cómo me iba en clases, le encantaba que le explicara las muestras que recogía en cada terreno que tenía, aparte de preguntarme en cómo me iba en el trabajo. Solamente lo veía los domingos y esos días eran magníficos. Me relataba siempre sus historias de cuando trabajaba en el Salvador como ayudante de geólogo y todo lo que veía y experimentaba. Historias que me motivaban a seguir estudiando hasta el día de hoy. Ahora, es una estrella más en el cielo y creo que debe estar orgulloso de que por fin culminaré este proceso universitario. Este logro se lo dedico con mucho cariño. Un beso al cielo.

Culminaré una gran etapa de mi vida gracias a todos por estar conmigo.

## RESUMEN

Chile es el mayor productor y exportador de cobre en el mundo lo que es de gran importancia para nuestra nación. Los minerales de cobre están mayormente en los pórfidos cupríferos que son los depósitos más importantes a nivel mundial. En Chile, los pórfidos cupríferos más relevantes son los que se encuentran en la franja metalogénica del Eoceno superior-Oligoceno. El área de estudio, Distrito el Maray ubicado en la quebrada Carrizalillo, se encuentra en la franja del Paleoceno-Eoceno inferior donde existen yacimientos tipo pórfidos cupríferos asociados a brechas de turmalinas. Estos cuerpos están hospedados en rocas volcánicas de edad cretácica y en un cuerpo intrusivo de forma subanular de composición granodiorítica denominado Plutón Cabeza de Vaca y presentan mineralización importante de cobre. El objetivo de este estudio es determinar contrastes mineralógicos y geoquímicos entre los diferentes cuerpos de turmalina (mineralizados y estériles) para establecer una guía de exploración. Los resultados petrográficos y geoquímicos revelan la ocurrencia de 4 tipos de cuerpos de turmalina: cuarzo-turmalina, turmalina masiva, brecha de turmalina no mineralizada y brecha de turmalina mineralizada. Además de la presencia de dos tipos de hábitos de los cristales de turmalina encontrados en los 4 tipos de cuerpos de turmalina: prismático y fibroso, siendo el hábito prismático que corresponde a un evento hidrotermal primario donde rellenó cavidades y cristalizó cristales euhedrales. En cambio, el hábito fibroso corresponde a un evento hidrotermal más tardío, además de depositar cristales de turmalina también alteró los minerales que se encontraban en los clastos y matriz de las brechas de turmalina. Entre estos 2 eventos, ocurre la mineralización de menas de Cu donde junto a la lixiviación generará los minerales secundarios de Cu. Los minerales de Cu encontrados en el área de estudio son crisocola, brochantita, atacamita y antlerita. La presencia anómala de Cu – Mo - Au - Ag y Zn con respecto al background de la corteza terrestre junto a la presencia de feldespatos potásicos en sectores del área de estudio se puede asociar a un sistema mineralizado tipo pórfido.

## ABSTRACT

Chile is the largest producer and exporter of copper in the world, which is of great importance for our nation. Copper ores are mainly found in copper porphyries, which are the most important deposits worldwide. In Chile, the most relevant copper porphyries are those found in the upper Eocene-Oligocene metallogenic belt. The study area, Distrito el Maray located in the Carrizalillo Creek, is in the Paleocene-Lower Eocene belt where there are copper porphyry-type deposits associated with tourmaline breccias. These bodies are hosted by volcanic rocks of Cretaceous age and an intrusive body of subannular shape of granodioritic composition called Cabeza de Vaca Pluton and presents important copper mineralization. The objective of this study is to determine mineralogical and geochemical contrasts between the different tourmaline bodies (mineralized and barren) to establish an exploration guide. The petrographic and geochemical results reveal the occurrence of 4 types of tourmaline bodies: quartz-tourmaline, massive tourmaline, non-mineralized tourmaline breccia and mineralized tourmaline breccia. In addition to the presence of two types of habits of tourmaline crystals found in the 4 types of tourmaline bodies: prismatic and fibrous, being the prismatic habit corresponding to a primary hydrothermal event where it filled cavities and crystallized euhedral crystals. On the other hand, the fibrous habit corresponds to a later hydrothermal event, besides depositing tourmaline crystals it also altered the minerals found in the clasts and matrix of the tourmaline breccias. Between these two events, the mineralization of Cu ores occurs where together with the leaching of the gossan will generate secondary Cu minerals. The Cu minerals found in the study area are chrysocolla, brochantite, atacamite and antlerite. The anomalous presence of Cu - Mo - Au - Ag and Zn with respect to the background of the earth's crust together with the presence of potassium feldspar in sectors of the study area can be associated with a porphyry-type mineralized system.

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN</b> .....	1
1.1    Ubicación y accesos .....	2
1.2    Objetivos .....	4
1.2.1    Objetivo general .....	4
1.2.2    Objetivos específicos .....	4
1.3    Hipótesis .....	4
<b>CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO</b> .....	5
2.1    Marco geológico regional .....	5
2.2    Marco geológico local .....	14
2.2.1    Unidades litoestratigráficas .....	14
2.2.2    Unidades litodémicas .....	18
2.3    Turmalina .....	19
2.3.1    Composición química y estructura cristalina .....	19
2.3.2    Clasificación .....	21
2.3.3    Morfología y propiedades físicas .....	25
2.3.4    Turmalina como indicador petrogenético .....	26
2.3.5    Formación de la turmalina .....	31
2.3.6    Paragénesis .....	34
2.4    Brechas hidrotermales .....	36
2.4.1    Clasificación de las brechas hidrotermales .....	38
2.5    Elementos trazas y REE .....	42
2.6    Alteración hidrotermal .....	44
2.6.1    Clasificación de la alteración hidrotermal .....	45

2.7	Elemento explorador y elemento guía.....	46
2.8	Background .....	47
2.9	Trabajos anteriores .....	48
<b>CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA.....</b>		<b>49</b>
<b>CAPÍTULO 4: RESULTADOS .....</b>		<b>53</b>
4.1.	Unidades intrusivas .....	53
4.1.1	Unidad de microdiorita porfídica.....	53
4.1.2.	Unidad de granodiorita porfídica de hornblenda .....	54
4.1.3.	Unidad de tonalita leucocrática.....	55
4.1.4.	Unidad de cuarzo-diorita porfídica .....	56
4.1.5.	Unidad de microsienita porfídica.....	57
4.1.6.	Unidad de micromonzograno porfídico .....	59
4.1.7.	Unidad de microtonalita equigranular.....	60
4.2.	Unidades sedimentarias.....	61
4.2.1.	Unidad de gravas polimícticas rojizas.....	61
4.2.2.	Unidad de gravas polimícticas pardas.....	62
4.2.3.	Unidad de gravas polimícticas pardas-grisáceas.....	63
4.2.4.	Unidad de depósitos de gravas y bloques polimícticos.....	64
4.3	Unidades hidrotermales .....	66
4.3.1	Cuerpos de cuarzo-turmalina .....	66
4.3.2	Cuerpos de turmalina masiva.....	71
4.3.3	Cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada .....	74
4.3.4	Cuerpos de brecha de turmalina mineralizada .....	77
<b>CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA DE LOS CUERPOS DE TURMALINA .....</b>		<b>81</b>
5.1	Análisis de óxidos mayores .....	83

5.2	Diagramas bi-variantes de los diferentes tipos de cuerpos de turmalina.....	87
5.3	Factor de enriquecimiento geoquímico .....	103
5.4	Elementos económicos presentes en los cuerpos de turmalinas.....	106
<b>CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN .....</b>		<b>108</b>
6.1	Evolución magmática-hidrotermal .....	108
6.2	Generaciones de turmalina. ....	110
6.3	Discusión geoquímica de los cuerpos de turmalina .....	113
6.4	Origen del Boro .....	115
6.5	Implicancias de la alteración hidrotermal y mineralización.....	115
<b>CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS .....</b>		<b>118</b>
<b>ANEXOS .....</b>		<b>120</b>
<b>Anexo 1:</b> Tabla de elementos mayores .....		<b>120</b>
<b>Anexo 2:</b> Tabla de elementos económicos.....		<b>125</b>
<b>Anexo 3:</b> Promedio de los elementos económicos de los diferentes cuerpos de turmalinas .....		<b>129</b>
<b>Anexo 4:</b> Promedio de los elementos v/s abundancia de la corteza terrestre .....		<b>130</b>
<b>Anexo 5:</b> Factor de enriquecimiento de los cuerpos de turmalina.....		<b>131</b>
<b>REFERENCIAS .....</b>		<b>132</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa del área de estudio correspondiente al distrito El Maray (Fuente: Google Earth).....	2
Figura 2: Mapa de ubicación y accesos al área de estudio. Ruta indicada desde la Universidad de Atacama hasta el distrito El Maray.....	3
Figura 3: Mapa geológico regional (Modificado de Rivera, 2010). .....	6
Figura 4: Complejos volcánicos plutónicos de edad Terciario Inferior entre los 25°30' y 28°30' Latitud Sur (Rivera y Falcón, 2000) .....	9
Figura 5: Mapa geológico de las calderas Lomas Bayas y El Durazno, Precordillera de Copiapó. 1) Basamento precaldera; 2) Granitoides terciarios; 3) Stock La Presidenta: dioritas y pórfidos dioríticos; 4-6) Facies de intracaldera: (4) tobas riolíticas y brechas de colapso, (5) lavas andesíticas y dacíticas, (6) sedimentos lacustres (calizas estromatolíticas, limonitas y cherts); 7-8: Facies poscaldera: (7) domo riolítico La Paloma, (8) tobas soldadas; 9) Tobas de Cerro La Peineta; 9) Gravas; 10) Zonas de alteración hidrotermal (Rivera y Mpodozis, 1991). .....	11
Figura 6: Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas: Agua Nueva, Bellavista, El Durazno y Lomas Bayas (Modificado de Rivera y Mpodozis, 1994).....	12
Figura 7: Estructura cristalina de la turmalina. Consiste en un anillo de seis tetraedros sobre un plano de octaedros que contiene tres poliedros y rodeados por seis poliedros Z. También se muestra el sitio X de coordinación 9 ubicado sobre el centro del anillo y las posiciones de los poliedros trigonales BO <sub>3</sub> y los sitios V y W (Modificado de Van Hinsberg et al., 2011b). .....	20
Figura 8: Clasificación química de turmalinas. a) División primaria de acuerdo con la ocupación dominante del sitio X. b) División secundaria basada en la ocupación dominante del sitio Y (Mg <sup>2+</sup> , Fe <sup>2+</sup> , 2Li <sup>+</sup> ó 1.5 Li <sup>+</sup> ) con el sitio Z = Al dominante y V = OH. c) División terciaria que se realiza según la ocupación dominante del sitio W con los aniones OH <sup>-</sup> , F <sup>-</sup> y O <sup>2-</sup> que junto con la ocupación dominante del sitio Z (Al <sup>3+</sup> , Cr <sup>3+</sup> , V <sup>3+</sup> ) implica el uso de prefijos conectados a los nombres raíz. (Henry et al., 2011).....	22
Figura 9: Número de especies de turmalina desde 1958 hasta 2017. Cuatro especies de turmalina fueron “eximidadas” antes de 1958. Después de que se fundó IMA, las comisiones establecieron procedimientos para nombrar y clasificar las especies de turmalina. Las líneas discontinuas representan eventos significativos: la definición de la nueva fórmula general para la turmalina (Hawthorne y Henry 1999) y la publicación de la primera nomenclatura completa de turmalina aceptada por IMA-CNMNC (Henry et al. 2011). El último informe redefinió múltiples especies de turmalinas anteriores para lograr consistencia en la nomenclatura. El área sombreada representa el tiempo posterior al Simposio Internacional Tourmaline 1997. ....	24

Figura 10: a) Morfología hemimórfica y extremos análogo-antílogo de un cristal. b) Formas morfológicas típicas de turmalina (Goldshmidt, 1922). .....	25
Figura 11: Esquema de una turmalina multigeneracional “idealizada” que registra varios procesos geológicos. Desde el interior hacia afuera, el grano contiene: un núcleo detrítico redondeado que se formó por cristalización a partir de una masa fundida; sobrecrecimiento diagenético asimétrico con crecimiento preferencial hacia el polo c+; sobrecrecimiento metamórfico en zonas con foliación interna (s1) marcada por inclusiones y metasomático y una fractura rellena por crecimiento polar y en reloj de arena está marcada por sombreado de color (Van Hinsberg, 2011). .....	29
Figura 12: Condiciones geológicas para el crecimiento del grano de turmalina mostrado en a: cristalización magmática (etapa 1) con posterior meteorización (etapa 2); sobrecrecimiento diagenético en granos relictos en cuenca sedimentaria (etapa 3); sobrecrecimiento metamórfico progrado (etapa 4); sobrecrecimiento metasomático retrogrado debido a la entrada de fluido con boro de un plutón en enfriamiento (etapa 5) y crecimiento en fractura en régimen extensional (etapa 6) (Van Hinsberg, 2011). .....	30
Figura 13: Mapas de ubicación de mineralizaciones tipo cobre porfídico y brechas hidrotermales de colapso (Neumann, 1973). .....	37
Figura 14: Lupa binocular marca Motic, diseño SMZ-171 (izquierda) y Microscopio marca Motic (derecha) .....	51
Figura 15: Equipo S1 Titan XRF-Bruker .....	52
Figura 16: Fotografía de microdiorita porfídica .....	54
Figura 17: Fotografía del cuerpo de granodiorita porfídica de hornblenda. ....	55
Figura 18: Fotografía de la tonalita leucocrática .....	56
Figura 19: Fotografía del cuerpo intrusivo cuarzo-diorita porfídica .....	57
Figura 20: Fotografía de muestra de mano del cuerpo de microsienita porfídica .....	58
Figura 21: Imagen al microscopio en nicols cruzados con 40X de aumento. Al lado izquierdo se observa un fenocristal correspondiente a una plagioclasa con maclas polisintéticas .....	59
Figura 22: Fotografía del cuerpo hipabisal micromonzogranito porfídico .....	60
Figura 23: Fotografía del cuerpo hipabisal microtonalita equigranular .....	61
Figura 24: Fotografía de la unidad gravas polimícticas rojizas donde se puede observar los diferentes tipos de clastos y pequeñas raicillas. ....	62
Figura 25: Fotografía donde se observa las características de las gravas polimícticas pardas .....	63

Figura 26: Fotografía de las gravas polimícticas pardas-grisáceas. ....	64
Figura 27: Fotografía de los depósitos de gravas y bloques polimícticos. ....	65
Figura 28: Mapa de distribución espacial de las unidades hidrotermales estudiadas. ....	66
Figura 29: Fotografías de los afloramientos de los cuerpos de cuarzo-turmalina estériles. a) Cuerpo ubicado en las coordenadas 6946116 N- 398770 E. b) Veta de cuarzo-turmalina de orientación N35E/80S en las coordenadas 6945615 N - 398721 E. c) Cuerpo ubicado en las coordenadas 6946121 N - 398817 E afectado por alteración supérgena de intensidad leve-moderado la cual corresponde a jarosita y alteración vuggy sílica reflejada por la presencia de oquedades en cuarzo secundario.....	67
Figura 30: Dimensiones de los cuerpos de cuarzo-turmalina. a) Cuerpo de cuarzo-turmalina sin mineralización que se ubica en la parte SW del área de estudio de 55 metros de longitud máxima. b) Cuerpo de turmalina de forma cónica de 26 metros de longitud máxima junto a brecha de turmalina con mineralización c) Cuerpo de cuarzo-turmalina sin mineralización ubicado en cercanías de labores mineras abandonadas, cuya longitud máxima es de 28 metros. d) Cuerpo de cuarzo-turmalina junto a brecha de turmalina con mineralización. Su longitud máxima es de 20 metros. ....	68
Figura 31: Fotografía de cuerpo de cuarzo-turmalina estéril ubicada en las coordenadas 6946116N – 398770E. a) y b) Masa compuesta de cristales subhedrales de cuarzo y cristales subhedrales – euhedrales de turmalina cuyos tamaños varían entre 0,1 cm a 0,3 cm y entre 1 cm a 2,5 cm, respectivamente. c) Cristales anhedrales de turmalina junto a cristales anhedrales de cuarzo acompañada por alteración supérgena. d) Cristal euhedral de turmalina de hábito prismático que sobresale de una masa de turmalina – cuarzo de dimensiones de 1 cm x 1cm. e) y f) Cristal de turmalina con hábito fibroso o radial. ....	69
Figura 32: Fotografías bajo microscopio a través del método luz transmitida de tamaño 500 μm x 500 μm con un aumento 5X/0.13 para cuarzo-turmalina. a) Muestra D1810S3M2 en nicols cruzados, donde los cristales de turmalina son afectados por cristales de cuarzos más tardíos. b) Muestra D1810S3M1 en nicols cruzados, donde los cristales de turmalina presentan un hábito prismático y son anhedrales a subhedrales. c) Muestra D1810S3M1 en nicols cruzados, donde los cristales de turmalina son cortados por vetillas de cuarzo anhedral de 0,2mm de espesor. Además se presentan alteración supérgena.....	70
Figura 33: Dimensiones de los cuerpos de turmalina masiva. a) Cuerpo de turmalina de forma cónica que se encuentra por encima de un laboreo minero activo, con una longitud máxima de 43 metros aproximadamente. b) Cuerpo de turmalina masiva sin mineralización, ubicado al NE del área. c) Afloramiento de la muestra D1810S3M1 que se encuentra ubicado por encima de una brecha de turmalina ubicada en las coordenadas 6946484 N - 398571 E que presenta una alteración supérgena leve-moderada correspondiente a jarosita, alteración vuggy sílica y sin mineralización importante de cobre. d) y e) Afloramiento de la muestra D2510S1M1 que se encuentra ubicada en las coordenadas 6945654 N - 398613 E que presenta una alteración supérgena de intensidad leve- moderada (jarosita y goethita) y sin mineralización de interés económico. ....	71

Figura 34: Fotografías de los cuerpos de turmalina masiva. a) Muestra de mano de dimensiones 5 cm x 4 cm. b) Aumento de la muestra de mano donde se puede observar oquedades lo cual está siendo rellenado por cuarzo secundario donde sus cristales subhedrales presentan un hábito tipo drusa y de tamaño 0,5 cm. Presencia de jarosita. c) Muestra de turmalina masiva correspondiente al sitio D2510S2, donde los cristales de turmalina presentan una forma subhedral-euhedral y de hábito prismático inmerso en una masa de turmalina afanítica rojiza debido a la alteración supérgena. Los cristales poseen un tamaño entre 1 a 3 cm y algunos de ellos se encuentran alterados. d) Muestra D1810S2M13 donde los cristales de turmalina presentan un hábito fibroso junto a cristales de cuarzo prismáticos de tamaño 1mm a 3 mm y presencia de jarosita. ....72

Figura 35: Fotografías bajo microscopio de las muestras de los cuerpos de turmalina masiva, a través del método luz transmitida de tamaño 500  $\mu\text{m}$  x 500  $\mu\text{m}$  con un aumento 5x/0.13. a) Cristales de turmalina de hábito fibroso. Hacia la izquierda se presentan cristales de turmalina con caras cristalinas más desarrolladas (subhedrales) y mientras que hacia la derecha se presentan cristales de turmalina con las caras cristalinas muy poco desarrolladas (anhedrales). Además se presenta un cristal de esfeno. b) Cristales de turmalina de hábito fibroso junto a cristales anhedrales de cuarzo. c) Cristales de turmalinas de hábito fibroso junto a cristales de cuarzo anhedrales cuyo tamaño varía entre 0,03 a 0,05 mm. d) Punto triple de cristales de cuarzo que evidencian un crecimiento posterior.....73

Figura 36: Fotografía de Brecha de turmalina no mineralizada.....74

Figura 37: Fotografías de brecha de turmalina no mineralizada. a) Muestra de mano de 4 cm x 6 cm (D1810S2M10). b) y c) Aumento de la muestra de mano donde se puede apreciar que los clastos se encuentran argilizados cuyo tamaño varía de 2 a 5 cm de largo, además de la presencia de oxidación supérgena asociada a jarosita y hematita que altera los clastos desde el borde hacia al centro. Presencia de turmalina como vetillas de 1 mm de espesor y diseminada en algunos clastos. d) Muestra D1810S2M18, donde la turmalina se encuentra diseminada dentro de una oquedad de cuarzo secundario de hábito prismático cuyo tamaño de los cristales varían entre 0,5 cm a 1 cm junto a sulfatos de hierro como jarosita. ....75

Figura 38: Fotografías de los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada bajo microscopio a través del método luz transmitida de tamaño 500  $\mu\text{m}$  x 500  $\mu\text{m}$  con un aumento de 5x/0.13. a) Muestra D1810S2M26 donde se observa un cristal de turmalina de hábito fibroso y anhedral que se encuentra afectado por cristales de cuarzo inequigranulares y anhedrales. b) Muestra D1810S2M26 donde se observa un punto triple (encerrado en rojo) en cristales de cuarzo equigranulares y anhedrales junto a un cristal de turmalina de hábito prismático y anhedral. c) Muestra D1810S2M219 donde se observa dos hábitos distintos para el cristal de turmalina: en la parte superior de la fotografía se observa un cristal de turmalina de hábito fibroso y subhedral (encerrado en rojo) y en la parte inferior de la fotografía se observa un cristal de tamaño 1 mm de hábito prismático.....76

Figura 39: Fotografías de afloramientos de brechas de turmalina mineralizada. a) Brecha ubicada en las coordenadas 6945041 N - 397051 E. Presenta mineralización de cobre en los clastos y en la matriz, la cual se asocia a crisocola en pátina y diseminada, brochantita diseminada y una alteración supérgena intensa que corresponde a goethita y jarosita. b) Laboreo activo dentro de una brecha de turmalina ubicada en las coordenadas 6945251 N - 396446 E. Presenta mineralización de cobre donde la crisocola se presenta como pátina, diseminada y en vetillas, mientras que la brochantita se presenta diseminada y en pátinas y chenevixita en pátinas. Además, está presente una alteración supérgena moderada reflejada por la ocurrencia de jarosita y goetita. c) Laboreo dentro de una brecha actualmente en actividad minera, ubicada en las coordenadas 6946192 N - 398549 E. Presenta mineralización de cobre asociada a crisocola y brochantita. El modo de ocurrencia para la crisocola es en pátina, diseminada y en vetillas, mientras que la brochantita se presenta diseminada. ....77

Figura 40: Fotografías de muestras y mineralogía de brecha de turmalina mineralizada. a) y b) Muestra de mano de tamaño 6 cm x 7 cm. Se puede apreciar en a) la mineralización de crisocola en pátinas y en b) los clastos afectados por la alteración vuggy sílica. c) y d) Crisocola rellenando fractura con alteración silíceo y supérgena en matriz y clastos. Además, presenta turmalina diseminada en crisocola. e) Muestra D1810S1M16, cuyos cristales de turmalina presentan hábito acicular o fibroso de 2 mm. Presencia de oquedades producto de una alteración vuggy sílica las cuales se encuentran rellenas por crisocola de hábito botroidal junto con goethita. f) Muestra D2705S9M1 donde se puede observar cristales de turmalina con hábito acicular o fibroso de 5 mm de largo y asociado a crisocola. Además se presenta hematita. g) Muestra D1810S4M3 donde se puede observar cristales de turmalina con hábito acicular o fibroso de 7 mm de largo con alteración supérgena asociado a goethita y hematita. ...78

Figura 41: Mineralogía presente en muestra de brecha de turmalina mineralizada. a) Muestra D2705S8M1 donde se observan cristales euhedrales de turmalina de hábito prismático y cristales de cuarzo euhedrales y hábito tipo drusa de tamaño promedio de 5 mm junto a crisocola y cuarzo. b) Muestra D2705S8M1 donde se observan vetillas de 2 a 5 mm de espesor con relleno de crisocola junto con cristales de turmalina de hábito prismático y cuarzo de hábito tipo drusa. c) Mineralización de cobre correspondiente a calcopirita iridiscente junto a crisocola, cuarzo y alteración supérgena leve representada por jarosita. d) Muestra D1810S1M18 donde se aprecia brochantita en pátina junto a especularita (hematita). e) Muestra D1810S1M26 donde se observa malaquita con hábito globular asociada a alteración vuggy sílica. También se presenta pátina de crisocola. ...79

Figura 42: Fotografías bajo microscopio a través del método luz transmitida de tamaño 500  $\mu\text{m}$  x 500  $\mu\text{m}$  con una escala 5x/0.13 para la brecha de turmalina mineralizada. a) Cristal de turmalina de hábito fibroso junto a cristales de cuarzo equigranulares y anhedrales. b) Cristal de turmalina de hábito fibroso que se encuentra afectada por cristales de cuarzo anhedrales de menor tamaño. c) Cristales de turmalina de hábito fibroso y forma subhedral en nicoles cruzados. d) Cristales de turmalinas de hábito fibroso y de forma euhedral en nicoles cruzados. ....80

Figura 43: Mapa de distribución de los 18 sitios de muestreos donde se realizaron un total de 131 análisis geoquímicos. ....	82
Figura 44: Porcentaje promedio de óxidos mayores para los diferentes cuerpos, donde los cuerpos de turmalina masiva poseen un mayor porcentaje de SiO <sub>2</sub> con un 51,72% y los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada poseen un porcentaje de K <sub>2</sub> O de 1,134%, duplicando los valores de los demás cuerpos de turmalina. ....	84
Figura 45: Gráfico boxplot que muestra las concentraciones de Cu de los cuerpos de turmalina que no presentan mineralización: (1) Cuerpo de Cuarzo-turmalina, (2) Cuerpo de turmalina masiva, (3) Cuerpo de brecha de turmalina no mineralizada. Para (1) la mediana es de 0,0135%, para (2) la mediana es de 0,009% y para (3) la mediana es de 0,011%. Se puede observar en los 3 gráficos de boxplot, que la parte inferior de la caja es más pequeña que la superior por lo que los porcentajes de Cu comprendidos entre el 25% y el 50% se encuentran mas próximos que entre el 50% y el 75% (los datos están más dispersos). Al tener una caja superior más larga que la caja inferior, se habla de una asimetría positiva, donde la media (promedio aritmético) de los datos es mayor que la mediana. Los promedios de (1) es 0,0345%, (2) es 0,022% y (3) es 0,047. Además en los 3 cuerpos de turmalina se presentan datos atípicos donde para (1) es de: 0,216% y 0,173% ; para (2) es de 0,140% y para (3) es de 0,326%. ....	85
Figura 46: Gráfico boxplot que muestra las concentraciones de Cu de los diferentes cuerpos de turmalina: (1) Cuerpo de cuarzo-turmalina, (2) Cuerpo de turmalina masiva, (3) Cuerpo de brecha de turmalina no mineralizado y (4) Cuerpo de brecha de turmalina mineralizada. Para (4) la mediana es de 0,934%. Se puede observar en la gráfica (4) que la parte inferior de la caja es más pequeña que la parte superior por lo que los porcentajes de Cu comprendidas entre el 25% y el 50% se encuentran mas proximos que entre el 50% y el 75%. Además, al tener una parte superior de la caja mas larga que la parte inferior corresponde a una asimetría positiva donde el promedio de los datos es mayor que la mediana, donde el promedio de Cu para el cuerpo de brecha de turmalina mineralizada es de 4,37%. De igual manera, presenta datos atípicos que corresponde a los valores de 57,73% y 28,928%. ....	86
Figura 47: Gráfico comparativo Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> v/s SiO <sub>2</sub> de los diferentes cuerpos de turmalina.	87
Figura 48: Gráfico de Cu v/s S de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. ....	88
Figura 49: Gráfico de Cu v/s SiO <sub>2</sub> de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Cu) en escala logarítmica base 10. ....	89
Figura 50: Gráfico de Fe v/s Cu de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Cu) y eje horizontal (%Fe) en escala logarítmica base 10. ....	90
Figura 51: Gráfico de Cu v/s Ti de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Cu) y eje horizontal (%Ti) en escala logarítmica base 10. ....	91

Figura 52: Gráfico de Cu v/s Mo de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Mo) y eje horizontal (%Cu) en escala logarítmica base 10.....	92
Figura 53: Gráfico de Pb v/s Ti de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Pb) y eje horizontal (%Ti) en escala logarítmica base 10. ....	93
Figura 54: Gráfico de V v/s Ti de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%V) y eje horizontal (%Ti) en escala logarítmica base 10. ....	94
Figura 55: Gráfico de Sr v/s Ti de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio.....	95
Figura 56: Gráfico de Cr v/s Ti de los diferentes cuerpos de turmalinas presentes en el área de estudio.....	96
Figura 57: Gráfico de Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> v/s Cu de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Cu) y eje horizontal (%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) en escala logarítmica base 10.....	97
Figura 58: Gráfico de Cu v/s Ni de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje horizontal (%Cu) en escala logarítmica base 10.....	98
Figura 59: Gráfico de Cu v/s Mn de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio.....	99
Figura 60: Gráfico de Cu v/s Zn de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio.....	100
Figura 61: Gráfico de Cu v/s Zr de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio.....	101
Figura 62: Gráfico de Cu v/s Sn de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio.....	102
Figura 63: Gráfico comparativo entre los diferentes cuerpos de turmalina v/s el % de abundancia de la corteza terrestre. ....	103
Figura 64: Gráfico comparativo entre los diferentes cuerpos de turmalinas .....	106
Figura 65: Cristal de turmalina de la brecha de turmalina del yacimiento Río Blanco (Hermosilla, 2015) .....	112
Figura 66: Diagrama ternario de Al-Fe <sub>50</sub> -Mg <sub>50</sub> de muestras representativas de turmalina. De izquierda a derecha: Muestras de Los Pelambres, muestras de Andina y muestra de El Teniente (King et al., 2003). ....	113

Figura 67 Relación espacial y magmática entre pórfidos cupríferos, plutonismo y volcanismo (Sillitoe, y Sawkins, 1971). .....117

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Especies del supergrupo turmalina aceptadas por la IMA-CNMNC con su composición química (Henry et al., 2011). .....	23
Tabla 2: Propiedades físicas de turmalinas (Hawthorne y Dirlam, 2011). .....	26
Tabla 3: Características de chimeneas de brecha (Corbett y Leach, 1998). .....	41
Tabla 4: Síntesis de algunos importantes elementos trazas usado como trazadores petrogenéticos procurando identificar a los minerales involucrados en la diferenciación o en la fusión parcial, siendo conveniente su utilización en diagramas de variación, para una suite de rocas relacionadas, con un rango de composiciones y en un área determinada. El decrecimiento de estos elementos en una serie de rocas implica el fraccionamiento de una fase en la cual se encontraba concentrado. Altas concentraciones de elementos trazas en un magma madre puede reflejar las altas concentraciones del elemento en la roca fuente, que ayuda a restringir la mineralogía de dichas rocas (Green, 1980). .....	44
Tabla 5: Elementos indicadores y exploradores de algunos tipos de depósitos minerales (Griem, 2019).....	46
Tabla 6: Abundancia normal de los elementos químicos en rocas de la corteza terrestre (Rose et al., 1979) .....	47
Tabla 7: Resultados geoquímicos para los óxidos mayores importantes.....	83
Tabla 8: Promedio de los análisis de %Cu de cada cuerpo de turmalina.....	85

## CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

La región de Atacama ubicada en el norte de Chile está caracterizada por ser una “región minera”. Hoy en día la explotación de recursos minerales como cobre, hierro, molibdeno, oro y plata ha llegado a cifras muy altas, capaz de sostener casi por sí sola a la región.

En el caso del área de estudio, el distrito El Maray, es una zona minera que se encuentra situado al este de Copiapó, ubicada en la quebrada Carrizalillo. El distrito está asociada a rocas volcánicas del miembro superior de la Formación Cerrillos de edad Cretácico Superior y a cuerpos intrusivos de composiciones granodioríticas de forma subanular de aproximadamente de 45 km de diámetro, el cual es denominado “Plutón Cabeza de Vaca”, y donde intruyen principalmente a rocas volcánicas de la Formación Hornitos (Seegerstrom y Parker, 1959).

Este distrito presenta mineralización de óxidos de cobre como: crisocola, brochantita, atacamita y mineralización hipógena como: calcopirita y pirita, lo cuales confiere un potencial económico. Existe zonas con alteración que varían de leve a intensa y corresponden a epidotización, cloritización y alteración argílica.

Además, existen minas que se encuentran paralizadas, desmanteladas y algunas inaccesibles y pertenecen al dominio de la pequeña minería y que tiempo atrás fueron explotadas intensamente en las zonas de oxidación y de enriquecimiento secundario. Todas las minas explotaron vetas y el laboreo corresponde a rajos superficiales (Rivera, 2010).

Lo más llamativo de este sector es la presencia de turmalinas en forma de vetas y chimeneas de brechas que se encuentran emplazadas en plutones félsicos paleocenos (Sillitoe y Sawkins, 1971). Algunas de estas turmalinas presentan una mineralización importante y económica de cobre por lo que fue considerada, por algunos pirquineros, como una guía de exploración para buscar los minerales económicos.

Hoy en día en este distrito, nuevamente, se comenzó a explotar en algunas minas abandonadas con mineralización de Cu por pirquineros y empresas mineras realizando análisis geológicos.

### 1.1 Ubicación y accesos

El distrito El Maray se ubica a 50 km al sureste de la ciudad de Copiapó, región de Atacama. El área de estudio es un rectángulo limitado por las coordenadas UTM N 6945000-6947000 y E 395700-399400 (ver figura 1).



Figura 1: Mapa del área de estudio correspondiente al distrito El Maray (Fuente: Google Earth).

La ruta para llegar al área se comienza desde la Universidad de Atacama por la ruta C-35 y continuar 28 km (aprox. 35 minutos) hacia el sureste hasta la empresa COEMIN. Luego hacia el este, en la quebrada Carrizalillo, a la ruta C-401 y continuar 20km

(aprox. 25 minutos) para llegar al destino. Las rutas C-35 y C-401 se encuentran en buenas condiciones (ver figura 2).



Figura 2: Mapa de ubicación y accesos al área de estudio. Ruta indicada desde la Universidad de Atacama hasta el distrito El Maray.

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo general

Determinar contrastes mineralógicos y geoquímicos entre los diferentes cuerpos de turmalina asociadas a eventos mineralizadores y estériles en el área del Plutón Cabeza de Vaca.

### 1.2.2 Objetivos específicos

- Reconocer y caracterizar espacial y petrográficamente los diferentes cuerpos de turmalina.
- Discriminar geoquímicamente los diferentes cuerpos de turmalina.
- Comparar morfológicamente los cristales de turmalina encontradas en los diferentes cuerpos.
- Describir la mineralogía y alteración presente en los diferentes cuerpos de turmalina.
- Explicar las diferencias geoquímicas presente en las turmalinas.
- Reconstruir la historia geológica del sector.

## 1.3 Hipótesis

En esta tesis se hipotetiza que existirán contrastes geoquímicos en los diferentes cristales de turmalina, especialmente entre los cuerpos mineralizados y estériles. También se hipotetiza que existirán morfologías distintivas entre los cristales de turmalina asociados a los cuerpos estériles y mineralizados, las cuales indicarían diferentes procesos genéticos.

## CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

### 2.1 Marco geológico regional

La geología de la región de Atacama entre los 27° y 28° latitud Sur, se caracteriza por la presencia de franjas de afloramientos elongados en dirección aproximada NNE-SSW, conformadas por rocas de edad Paleozoico al Reciente (ver figura 3) (Rivera, 2010).

La precordillera en el Norte de Chile está formada mayoritariamente por rocas estratificadas. Durante el período Jurásico Superior-Cretácico Inferior se acumularon rocas volcánicas, volcanoclásticas y epiclásticas, de ambiente continental a transicional (Formación Punta del Cobre) y rocas sedimentarias marinas hacia el oriente (Grupo Chañarillo). Estas rocas representan, respectivamente, asociaciones de tipo arco volcánico y trasarco (o intraarco) durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Lucassen *et al.*, 1996; Scheuber y González, 1999).

En el Cretácico Inferior- Cretácico Superior se acumularon alrededor de 4.000 m de espesor de sedimentos principalmente clásticos de origen volcánico (Formación Cerrillos), en una cuenca continental estrecha que se labró en las secuencias del Cretácico inferior (Arévalo, 2005).

En el Cretácico Superior-Paleoceno inferior estuvo caracterizado por la formación de grandes complejos volcano-plutónicos emplazados a través de eventos de colapso-resurgencia de calderas en ambiente tectónico extensional (Rivera y Mpodozis, 1991; Rivera, 1992; Rivera y Mpodozis 1994; Arévalo *et. al*, 1994; Arévalo, 1994a; Cornejo *et al.*, 1993; Cornejo *et al.*, 1994).

Entre los 25°30' y 28°30' latitud Sur se reconoce un conjunto de unidades volcánicas e intrusivas de edad Paleoceno inferior. Constituyen una franja alargada en dirección NS a NNE de más de 350 km de largo controladas por estructuras subanales de carácter local y por extensas fallas longitudinales de carácter regional que definen los márgenes estructurales de las cuencas volcano-tectónicas (Rivera y Falcón, 2000).

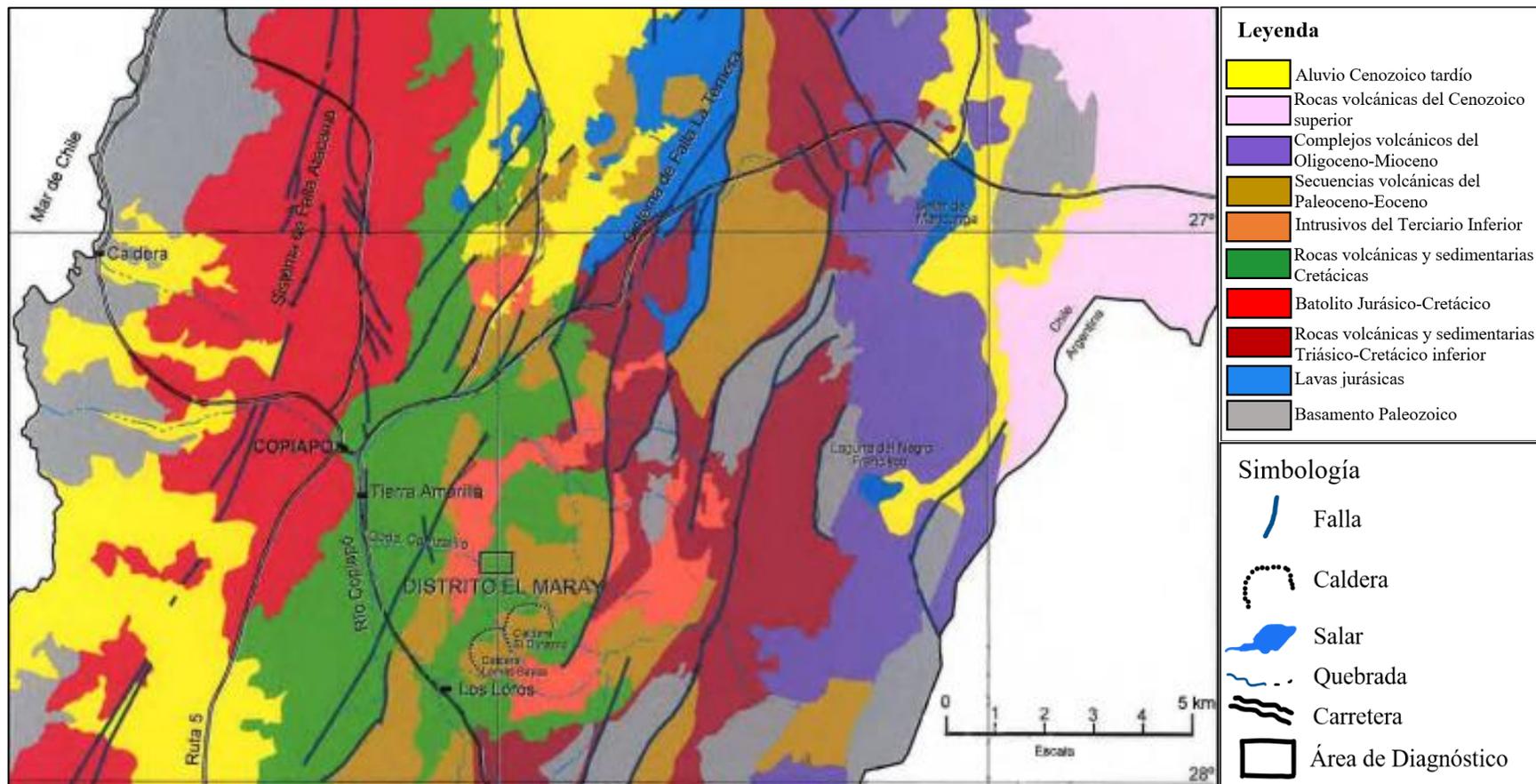


Figura 3: Mapa geológico regional (Modificado de Rivera, 2010).

Este contexto tectónico extensional permitió el desarrollo de cuencas asociadas a sistemas de fallas transtensivas dextrales (Rivera, 1992; Arévalo *et al.*, 1994) favoreciendo el emplazamiento de grandes volúmenes de magmas en la zona superior de la corteza. El progreso de este período extensivo a nivel cortical generó el colapso del techo de las cámaras magmáticas y la erupción de grandes volúmenes de magma en forma de lavas y depósitos piroclásticos (Rivera y Mpodozis, 1994).

Se han identificado campos de calderas y calderas anidadas Paleoceno-Eoceno asociadas a las últimas etapas del ciclo evolutivo de cuencas volcano-tectónicas extensionales Cretácico Superior-Paleoceno desarrolladas en los sectores precordilleranos de El Salvador, Copiapó y Vallenar (ver figura 4) (Rivera y Falcón, 2000).

Los complejos volcano-plutónicos Sierra del Jardín y Pampa Lorca se encuentran ubicados en la precordillera al este de Taltal entre las quebradas El Carrizo y Chaco. La estrecha relación espacial entre facies típicas del relleno intracaldera y franjas de intrusivos siguiendo patrones subanulares permiten interpretar las unidades reconocidas en la zona como complejos volcano-plutónicos posiblemente ligados a la actividad de sendas calderas de colapso. En el sector de Sierra del Jardín se reconocen potentes depósitos de tobas pumíceas soldadas, mesobrechas de colapso, niveles sedimentarios, domo ácidos y lavas intermedia-básicas restringidas al margen interno de una estructura subanular de colapso de aproximadamente 10 km de diámetro, evidenciada por la presencia de un anillo de diques de dacita y en el sector de Pampa Lorca se reconoce una secuencia de lavas andesíticas rellenando una topografía deprimida de forma subanular y aproximadamente 21 km de diámetro. Las edades radiométricas indican que dichos complejos se emplazaron durante el Eoceno medio sobre un basamento volcano-sedimentario plegado del Paleoceno (Rivera y Falcón, 2000).

La Caldera El Salvador (Cornejo *et al.*, 1993; Rivera, 1995; Cornejo *et al.*, 1997; Rivera, 1997) corresponde a una estructura hemielíptica de colapso de más de 16 km de largo en sentido NS, formada dentro de la cuenca volcano-tectónica extensional Indio Muerto. El ciclo de caldera comenzó alrededor de los 65 Ma y se extendió junto con las calderas CerroVicuña y Potrerillos hasta los 56 Ma. El principal rasgo estructural de la Caldera El Salvador es una fractura anular que pone en contacto facies de relleno

intracaldera con lavas del basamento asignado a la Formación Sierra Fraga (Rivera, 1997).

La Caldera Potretillos corresponde a una potente secuencia de tobas riolíticas de flujo de cenizas y lavas riolíticas y andesítico-basálticas con intercalaciones menores de areniscas y conglomerados. El colapso de la estructura se habría verificado a lo largo de segmentos de fractura anular denominados falla “p”, en el extremo norte y falla “o” o Falla Quebrada Las Vegas, en el extremo sur. A lo largo de los márgenes oriental y occidental el colapso se vió favorecido por las fallas extensionales NS de características regionales. El emplazamiento de la caldera sería un evento del Paleoceno superior y la resurgencia de la misma un evento del Eoceno inferior (Olson, 1983; Olson, 1989; Rivera, 1996).

La Caldera Cerro Vicuña corresponde a una asociación compleja de facies volcánicas y piroclásticas que se distribuye como afloramientos discretos separados por fallas y cuerpos intrusivos, lo cual muestra un marcado control estructural a través de segmentos de fractura anular y fallas normales de orientación general NNE. Dicho evento habría tenido lugar durante el Paleoceno inferior. La actividad volcánica habría cesado después de este evento de volcanismos post-colapso y se habría reiniciado durante el Eoceno inferior-medio con un episodio de magmatismo resurgente que dió origen al complejo intrusivo emplazado en los márgenes interno y externo de la caldera, aprovechando las estructuras de colapso y extensionales de la cuenca Indio Muerto (Rivera, 1996).

Las calderas de San Pedro de Cachiyuyo, La Banderita y San Emilio corresponden a un conjunto de estructuras de colapso subanular de diámetros variables entre 10 y 20 km que se reconocen como afloramientos discretos en las sierras ubicadas al este de Inca de Oro. Las estructuras que controlan el colapso de estas calderas corresponden a segmentos de fractura anular y fallas longitudinales de características regionales. Se estima una edad Paleoceno superior-Eoceno inferior para este evento volcánico (Cornejo *et al.*, 1993).

Las calderas Jorquera (Iriarte, 1994) y Cerro Blanco (Abad, 1980) corresponden a sendas estructuras subanulares de colapso, ubicadas respectivamente al SE y SSW de

la Megacaldera Carrizalillo. Encierran una asociación compleja de facies de relleno intracaldera que incluye lavas traquiandesíticas del volcanismo pre-colapso, tobas de flujo de pómez y cenizas asociadas al colapso y domos riolíticos a traquidacíticos a lo largo de la fractura anular, característicos de la etapa de post-colapso.

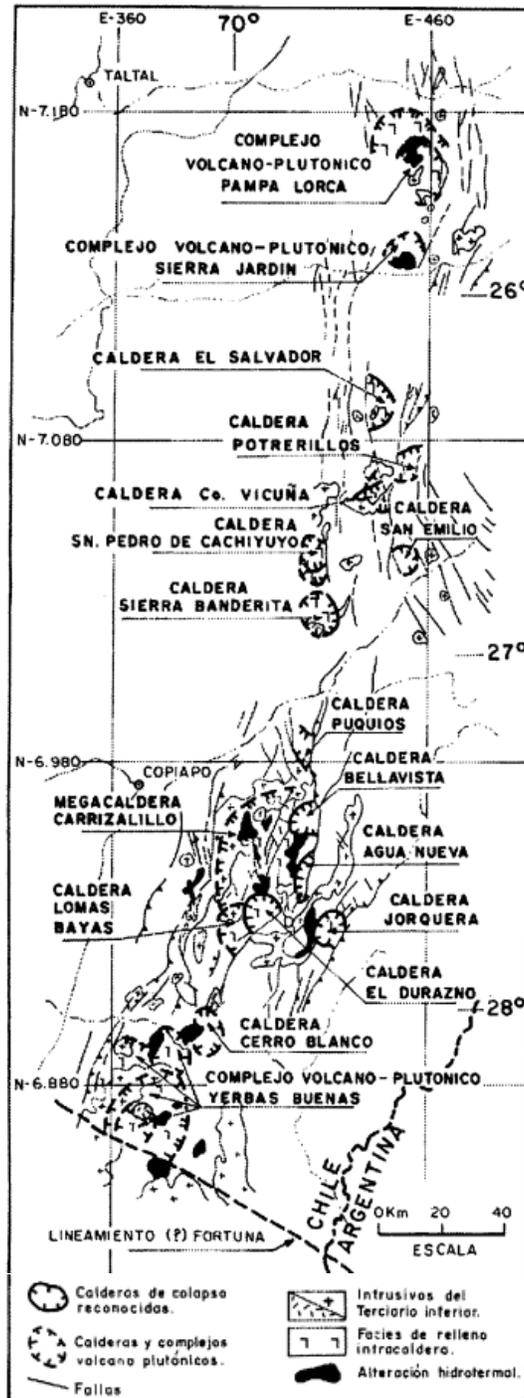


Figura 4: Complejos volcánicos plutónicos de edad Terciario Inferior entre los 25°30' y 28°30' Latitud Sur (Rivera y Falcón, 2000)

La Megacaldera Carrizalillo (Rivera y Mpodozis, 1994) corresponde a una gran estructura de colapso de casi 60 km de longitud y más de 30 km de ancho. El rasgo subanular de la megacaldera está definido por un anillo intrusivo denominado Plutón Cabeza de Vaca de 52 km de longitud y 1-7 km de ancho que aflora a lo largo del margen oriental y septentrional de la estructura volcánica (ver figura 6). Al interior del anillo se preservan más de 3.000 metros de lavas, flujos piroclásticos y sedimentitas asociadas a las etapas de volcanismo premonitorio o pre-colapso (Arévalo, 1994a), colapso, volcanismo post-colapso, sedimentación intracaldera y colapso tardío de un complejo volcano-plutónico de caldera resurgente. La secuencia de relleno intracaldera de la megacaldera constituye el basamento pre-colapso de un sistema de calderas anidadas de pequeño diámetro entre las cuales se reconocen, de sur a norte, la Caldera Lomas Bayas (Rivera y Mpodozis, 1991; Rivera, 1992; Rivera y Mpodozis, 1994), la Caldera El Durazno (Rivera y Mpodozis, 1991; Rivera, 1992; Rivera y Mpodozis, 1994), la Caldera Agua Nueva (Rivera y Mpodozis, 1994), la Caldera Bellavista (Rivera y Mpodozis, 1994) y la Caldera Cerro Puquios (Arévalo *et al.*, 1994; Mpodozis y Allmendinger, 1992), las cuales registran gran parte de un ciclo de formación de calderas (ver figura 5). La Megacaldera Carrizalillo representaría la fase inicial del ciclo de calderas del Paleoceno-Eoceno inferior y la culminación de un evento de emplazamiento de cuerpos de magma de dimensiones batolíticas en un régimen tectónico transtensión dextral.

Un sistema estructural en flor positiva (producto de la FPC de Paipote) enraizado en la Falla Paipote, desplaza y deforma las secuencias del Cretácico Inferior, a lo largo de la quebrada de Paipote y del valle del río de Copiapó y genera un anticlinal de escala kilométrica conocido como Anticlinorio de Tierra Amarilla (Seegerstrom, 1968). El despegue de Cerrillos forma parte de este sistema y se habría generado como un retrocorrimiento (“back thrust”) intraestratal durante la propagación hacia el sureste de la Falla Paipote y de sus estructuras subsidiarias.

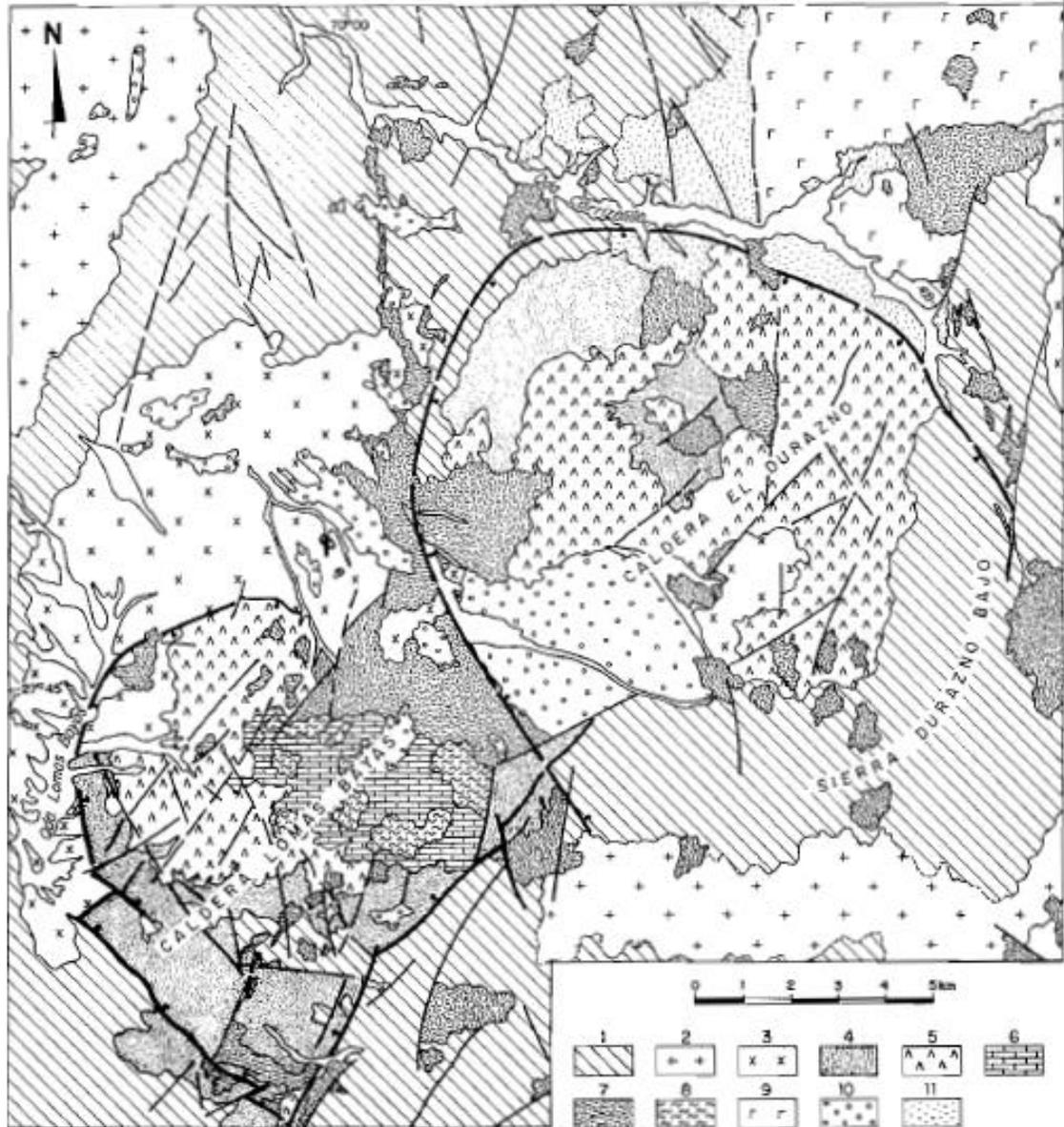


Figura 5: Mapa geológico de las calderas Lomas Bayas y El Durazno, Precordillera de Copiapó. 1) Basamento precaldera; 2) Granitoides terciarios; 3) Stock La Presidenta: dioritas y pórfidos dioríticos; 4-6) Facies de intracaldera: (4) tobas riolíticas y brechas de colapso, (5) lavas andesíticas y dacíticas, (6) sedimentos lacustres (calizas estromatolíticas, limonitas y cherts); 7-8: Facies poscaldera: (7) domo riolítico La Paloma, (8) tobas soldadas; 9) Tobas de Cerro La Peineta; 9) Gravas; 10) Zonas de alteración hidrotermal (Rivera y Mpodozis, 1991).

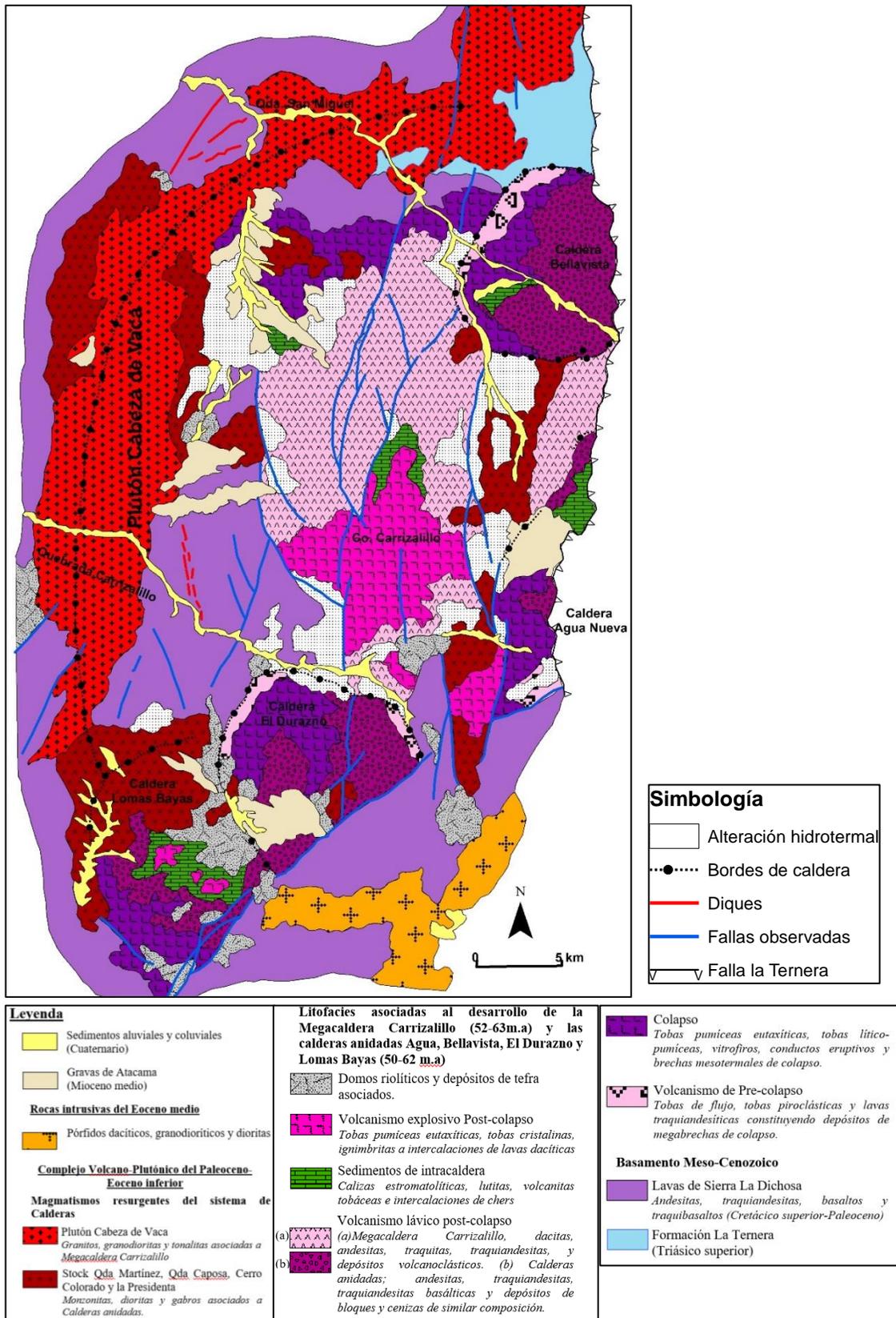


Figura 6: Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas: Agua Nueva, Bellavista, El Durazno y Lomas Bayas (Modificado de Rivera y Mpodozis, 1994).

El anticlinal que afecta a las rocas del Grupo Chañarcillo a la altura del pueblo de Tierra Amarilla, el periclinal de la sierra Partida y el anticlinal de la sierra del Medanoso, se disponen como un alineamiento NNE de estructuras en échelon, que coincide con el límite entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera. Esta megaestructura se habría formado durante un episodio de transpresión sinistral, fallas frágiles de alto ángulo y movimiento inverso, con componente sinistral en el Cretácico Superior temprano (93-80 Ma; Arévalo y Grocott, 1997; Arévalo, 1999). Esta fase de deformación (Fase Peruana) coincidiría con el inicio de la expansión activa del océano Atlántico lo que produjo el empuje del continente hacia la fosa y con esto el cierre de las cuencas extensionales jurásicas a cretácicas inferior en el margen activo de Sudamérica (Mpodosis y Allmendinger, 1993; Russo y Silver, 1996).

Durante la fase de acortamiento del Cretácico medio, se produce un cambio mayor desde un régimen de subducción tipo Mariana a otro de tipo Chilena sin cuenca de trasarco y con arco volcánico único (Uyeda, 1982). A partir de este momento el orógeno se caracteriza por un acortamiento progresivo alternado con etapas de extensión en que cuencas ocupan depresiones tectónicas localizadas o bien corresponden a cuencas de antepaís producidas por flexión elástica de la litósfera en frente de avance del orógeno.

La depositación durante los 80-65 Ma se reanudó con la formación de una cuenca extensional (Cuenca Hornitos) de tipo hemigraben. El borde occidental de la cuenca está definido por una superficie de moderado a alto ángulo, labrada en la Formación Cerrillos, sobre la cual los depósitos de relleno se disponen según una geometría de “on lap”. Características como el acuñamiento de facies de flujos de detritos (“debris flow”) y de megabrechas de talud, en la dirección opuesta a esta superficie y el emplazamiento de complejos de domos dacíticos sinsedimentarios, a lo largo de este plano, permiten interpretar esta superficie como una falla de borde de la cuenca, activa durante la sedimentación (falla de crecimiento), conocida como “Falla Elisa de Bordos” (Arévalo *et al.*, 1994).

Fallas inversas y pliegues anticlinales y sinclinales de ejes paralelos a oblicuos al borde de la cuenca afectan al relleno sedimentario de Hornitos dan cuenta de una fase de

acortamiento en el límite del Cretácico Superior-Paleoceno inferior (Frutos *et al.*, 1975; Cornejo *et al.*, 1993).

A la Formación Hornitos se sobreponen los productos del colapso de dos calderas subcirculares, Lomas Bayas y Cerro Blanco, lo que marca el reinicio de una nueva fase de volcanismo explosivo a partir del Paleoceno (Arévalo, 2005).

A partir del Mioceno medio y hasta el Plioceno se depositaron sobre la Cordillera de la Costa y la Precordillera extensas cubiertas de sedimentos aluviales, coluviales y fluviales (Gravas de Atacama, depósitos aluviales y coluviales antiguos). Estos depósitos se habrían formado durante un período de agradación regional a gran escala, producido como consecuencia de un alzamiento generalizado del Altiplano, a partir del Mioceno medio, en los inicios del proceso de disminución del ángulo de subducción entre los 28°-33° (Mpodozis *et al.*, 1995).

## 2.2 Marco geológico local

### 2.2.1 Unidades litoestratigráficas

#### 2.2.1.1 Cretácico Superior

La Formación Hornitos (Segerstrom, 1959), corresponde a una secuencia sedimentaria volcánica que yace de manera discordante sobre rocas de la Formación Cerrillos y subyace, de igual manera, a los estratos de la Formación Venado. Se extiende como una franja NNE, de ancho variable entre 20 y 30 km y se prolonga en forma continua, desde la quebrada de Paipote hacia el sur, alcanzando un espesor mínimo de 2.200 m. La secuencia esta formada, en la base, por brechas y conglomerados gruesos, verdosos, matriz soportados que contienen clastos (30-40%), decimétricos a métricos, inmersos en una matriz de areniscas gruesas, de mala selección. Se organizan en capas gruesas (1-6 m), de espesor muy continuo, aspecto macizo y gradación inversa-normal que culminan en techos arenáceos con laminación discontinua. Se intercalan, en las brechas y conglomerados, paquetes lenticulares de 150 a 500 m de espesor de areniscas rojas finas, fangolitas calcáreas y calizas y, de manera ocasional, ignimbritas

blanquecinas de pobre soldamiento. Las areniscas son bien estratificadas y constituyen capas planas (3-25 cm de espesor) con grietas de secamiento y ondulitas (“ripples marks”); las fangolitas calcáreas son amarillentas y ricas en restos vegetales y las calizas poseen algas estromatolíticas y valvas de ostrácodos. Restos óseos como detritos o como piezas mayores son comúnmente encontrados en las facies areniscas rojas y fangolitas calcáreas (Arévalo, 2005).

Hacia el techo, las rocas clásticas basales están cubiertas por una secuencia lateralmente muy continua de lavas basálticas y traquibasálticas, designadas en la Carta de los Loros como “Lavas de Sierra La Dichosa” (Arévalo, 1994b).

Domos y lavas dacíticos se intercalan en todo el espesor de la secuencia. Consisten en cuerpos de dacitas y riolitas de geometría subcircular a tabular, de reducida dimensión (1-6 km de longitud máxima) que se asocian espacialmente a fallas de crecimiento las que habrían sido utilizadas por los alimentadores de los cuerpos volcánicos para emplazarse (Arévalo, 2005).

El hallazgo de restos óseos de saurópodos en fangolitas de la Formación Hornitos, identificados como de la subfamilia Saltosaurinae, permiten asignar la formación a un rango amplio Campaniano-Masstrichtiano (Chong, 1985; Perez *et al.*, 1999). En la carta de los Loros se designan edades K-Ar de  $78 \pm 5$  Ma en plagioclasa (Arévalo, 1994b), de  $79,5 \pm 6,6$  Ma en anfíbola (Zentilli, 1994) y de  $68 \pm 2$  Ma en biotita (Arévalo, 2005) obtenidas en distintos pórfidos hipabisales, son concordantes con este período así como una edad K-Ar de  $65 \pm 3$  Ma en plagioclasa (Arévalo, 1994b) y otras dos edades U-Pb, concordantes en circones, de  $65,6 \pm 0,2$  Ma (Arévalo, 2005) obtenida en un domo dacítico y otra de  $66,1 \pm 0,5$  Ma de circón (Arévalo, 2005) obtenida en una ignimbrita en el valle del río Copiapó. Una edad K-Ar de  $80 \pm 3$  Ma, de una roca total, obtenida en el río Pircas Coloradas (Iriarte *et al.*, 1999) en lavas de la Formación Quebrada Seca (Muzzio, 1980), unidad correlacionable con la Formación Hornitos también es coherente en el rango Campaniano-Maastrichtiano. Una edad K-Ar de  $56,7 \pm 5,1$  Ma en plagioclasa (Arévalo, 2005), obtenida en una dacita y otras siete edades K-Ar (Zentilli, 1974; Arévalo, 1994b; Arévalo, 2005) desde lavas basálticas caen en el rango de 62-50 Ma.

La Formación Hornitos representaría facies sedimentarias y volcánicas del relleno de una cuenca volcanotectónica extensional (Arévalo *et al.*, 1994).

#### 2.2.1.2 Mioceno

Las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973) consiste en una unidad de gravas polimícticas, mal a medianamente consolidadas, con niveles de cenizas intercaladas, que se reconocen como terrazas remanentes y que cubren unidades premiocenas, en una amplia extensión, en la Precordillera de Atacama. Su techo lo constituye una superficie de pedimentación (Mortimer, 1973) la que, en algunos lugares, especialmente a lo largo de la quebrada San Andrés, se encuentra cubierta por la ignimbrita San Andrés (Clark *et al.*, 1967). Los extensos depósitos de estas gravas se reconocen en las laderas del río de Copiapó a la altura del poblado de Nantoco, en las laderas de la quebrada Las Peñas y en los llanos al este y sur de la sierra Jardín y ocupan paleodepresiones labradas sobre un basamento pre Terciario (Arévalo, 2005).

Los depósitos consisten en gravas y ripios mal consolidados, con mala a moderada selección, cuya litología es, en general, heterogénea y frecuentemente diferente de la composición de las rocas de los sustratos. No se han obtenido antecedentes cronológicos directos para datar las gravas (Arévalo, 2005), sin embargo, en depósitos de similares características en la zona de Potrerillos, pampa Unión, quebrada Chañaral Alto y las nacientes de la quebrada Paipote distintos niveles de cenizas han sido datados y se han obtenidos edades K-Ar que varían entre 12-15 Ma (Clark *et al.*, 1967; Cornejo *et al.*, 1993; Matthews *et al.*, s.f). Otras edades K-Ar en biotita entre 9-10 Ma obtenidas en ignimbritas ubicadas por sobre el nivel de la pedimentación (Clark *et al.*, 1967; Mortimer, 1973; Cornejo *et al.*, 1993; Matthews *et al.*, s.f).

Las Gravas de Atacama se habrían formado como producto de la interacción mixta de procesos fluviales, aluviales y coluviales asociadas a redes hidrográficas antiguas que rellenaron el paisaje pre Mioceno de Atacama. Esta fase de acumulación ha sido ligada a una fase de alzamiento del Altiplano, relacionada con deformación compresiva en los

inicios del proceso de disminución del ángulo de subducción entre los 28° y 33° de latitud Sur (Mpodozis *et al.*, 1995).

#### 2.2.1.3 Mioceno-Plioceno

Los depósitos aluviales y coluviales antiguos consisten en una serie de gravas y ripios mal consolidados que constituyen conos aluviales individuales o coalescentes, depósitos coluviales y llanuras de inundación adosadas a zonas topográficamente altas y que aparecen cubiertos por los depósitos aluviales cuaternarios. Preservan la morfología de abanico con zonas apicales estrechas que rellenan secciones altas de quebradas y zonas distales más anchas (Arévalo, 2005)

En zonas proximales se exponen espesores de hasta 120 m de gravas y ripios mal consolidados con mala a moderada selección cuya litología es similar a las rocas de sustratos cercanos. En zonas distales se componen de gravillas y gravas arenosas mal consolidadas, bien estratificadas con matriz de arenas, limos o arcillas (Arevalo, 2005)

No se han obtenido antecedentes cronológicos directos para datar la unidad, pero una determinación K-Ar en cenizas pobremente soldadas intercaladas en gravas en el llano de Fraga dió una edad de  $7,2 \pm 3,3$  Ma en biotita (Arévalo, 2005). Otras edades K-Ar en biotita dieron  $6,3 \pm 0,4$  Ma y  $2,9 \pm 0,4$  Ma (Godoy y Lara, 1998).

#### 2.2.1.4 Cuaternario

Los depósitos eólicos son depósitos no consolidados de arenas cuarzo-feldespáticas, bien seleccionadas, no cohesivas, de grano grueso a fino y de madurez textural buena, transportadas por acción eólica. También incluyen arenas altas, que en algunos lugares forman dunas, que ocupan faldeos y rellenan portezuelos en posiciones de sotavento en las partes altas de sierras, sierras y promontorios rocosos. Las arenas eólicas, en general, poseen granulometría media a fina, que poseen buena selección y composicionalmente

están formadas por fragmentos de feldespatos, minerales ferromagnesianos, cuarzos y líticos (Arévalo, 2005)

La edad parece ser gran parte holocena ya que cualquiera sea su morfología poseen gran dinamismo, lo que indica actividad actual (Arévalo, 2005).

Los depósitos aluviales consisten en depósitos no consolidados de ripios, gravas y arenas mal clasificadas que han sido transportados como flujos gravitacionales y que ocupan laderas de baja pendiente y rellenan quebradas. Se han separado en depósitos aluviales antiguos o inactivos, que constituyen mantos extendidos lateralmente, que forman el relleno de quebradas y valles anchos, son medianamente consolidados a no cohesivos y están formados por clastos heterocomposicionales y subangulosos en una matriz limo-arenosa y en depósitos aluviales activos que corresponden a gravas y ripios no consolidados, de baja selección que rellenan cursos disecados en los depósitos anteriores. La formación de estos depósitos se produce por la acumulación de flujos gravitacionales densos (corrientes de barro y/o flujos de detritos) aguas debajo de zonas más altas, que rellenan cursos aluviales antiguos y forman conos aluviales y mantos extendidos. Los flujos se producirían por episodios pluviales esporádicos pero de gran intensidad. Se les asigna una edad pleistocena a holocena ya que erosionan unidades continentales del Mioceno-Plioceno y se encuentran actualmente en actividad.

## 2.2.2 Unidades litodémicas

### 2.2.2.1 Cretácico Superior

En este período se incluye, de más viejo a más joven, intrusivos hipabisales dioríticos y dacíticos, rocas de la Formación Hornitos, intrusivos hipabisales microdioríticos y stock dioríticos.

### 2.2.2.2 Paleoceno

El Plutón Cabeza de Vaca (Segerstrom y Parker, 1959) consiste en un intrusivo subanular de 1-7 km de ancho que describe un semiarco, cóncavo hacia el este, de

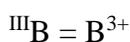
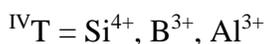
aproximadamente 45 km de diámetro máximo, donde intruye principalmente rocas volcánicas de la Formación Hornitos. Está formado por un predominio de granodioritas de biotita y hornblenda de color gris claro y grano medio y pórfidos graníticos. Se incluyen variaciones a facies finas de monzonitas y monzodioritas hacia las zonas más orientales.

Se han obtenido tres edades K-Ar de:  $63 \pm 2$  Ma en biotitas (Rivera y Mpodozis, 1994);  $60,6 \pm 1,8$  Ma en biotita (Zentilli, 1974) y  $58,9 \pm 2,3$  en biotita (Arévalo, 1994b). Otras edades K-Ar se han obtenido en zonas adyacentes y varían entre 60 y 63 Ma. En la carta Copiapó (Arévalo, 2005) entregan edades de  $62,5 \pm 2$  Ma en biotita (Zentilli, 1974) y  $63 \pm 2$  Ma en biotita (Arévalo, 1995).

## 2.3 Turmalina

### 2.3.1 Composición química y estructura cristalina

La fórmula general de la turmalina es  $XY_3Z_6T_6O_{18}(BO_3)_3V_3W$  (Hawthorne y Henry, 1999), donde los números de coordinación y los elementos principales en los diferentes sitios son los siguientes:



La estructura cristalina corresponde a un ciclosilicato y es descrita por Van Hinsberg *et al.*, (2011b) con su celda unidad compuesta por un anillo de seis tetraedros (sitios T) encima de una disposición concéntrica de tres octaedros en el sitio Y y seis en el sitio Z. Los octaedros del sitio Z son algo más pequeños que el octaedro del sitio Y, mientras que los últimos están más distorsionados (Bosi y Lucchesi, 2007). En el anillo, todos los tetraedros apuntan hacia la capa de octaedros y esta disposición da como resultado las características polares de la turmalina (ver figura 7).

El grupo turmalina es químicamente uno de los grupos más complicados de minerales silicatados pues su composición varía ampliamente debido a la sustitución isomorfa (solución sólida) (Gupta *et al.*, 2014).

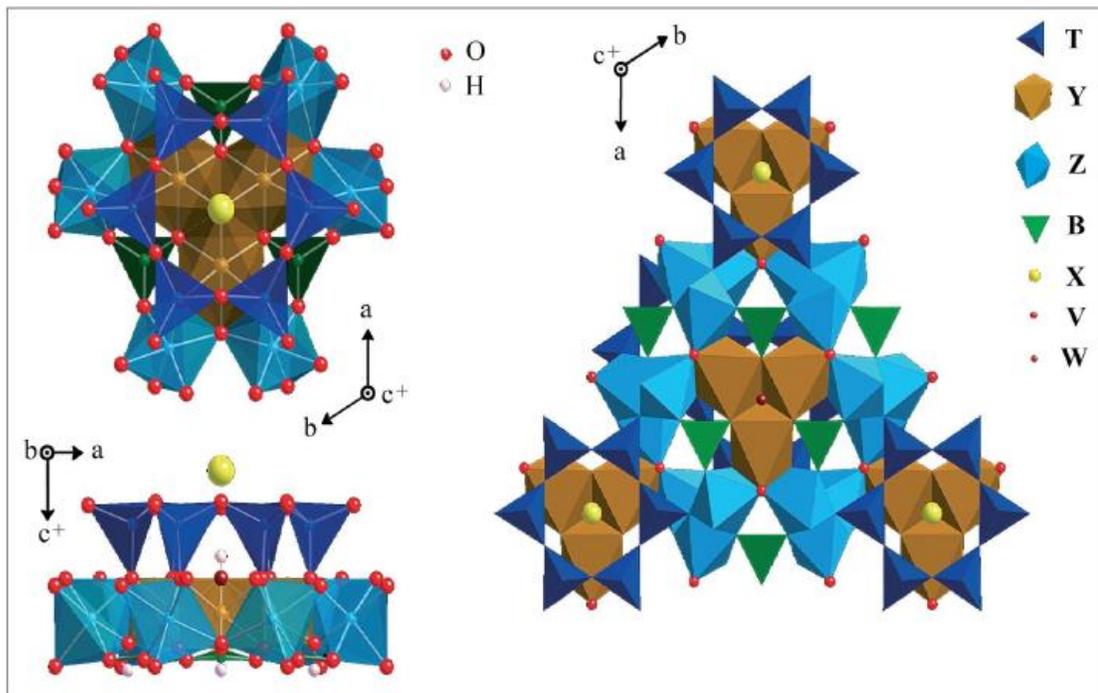


Figura 7: Estructura cristalina de la turmalina. Consiste en un anillo de seis tetraedros sobre un plano de octaedros que contiene tres poliedros y rodeados por seis poliedros Z. También se muestra el sitio X de coordinación 9 ubicado sobre el centro del anillo y las posiciones de los poliedros trigonaes  $BO_3$  y los sitios V y W (Modificado de Van Hinsberg *et al.*, 2011b).

### 2.3.2 Clasificación

Las especies de turmalina se definen en términos de la composición química y el criterio principal es el dominio de un componente químico en particular en un determinado sitio cristalográfico (Hawthorne, 2002).

Siguiendo la propuesta de Henry et al. (2011), las especies de turmalina muestran una extensa variación de composición en los sitios X, Y, Z y W y menos variación en el sitio T. Como resultado, el supergrupo turmalina se divide en grupos y subgrupos de acuerdo con la composición en estos sitios (ver figura 8).

La primera subdivisión involucra la variación en el sitio X, lo que resulta en: grupo sitio X vacante, grupo alcalino y grupo cálcico (ver figura 8). Para cada grupo, la ocupación del sitio Y se considera en términos de los componentes  ${}^Y\text{Fe}$ ,  ${}^Y\text{Mg}$  y  ${}^Y\text{Li}$ . Luego se considera el sitio W, que puede estar ocupado por los aniones  $(\text{OH})^-$ ,  $\text{F}^-$  ó  $\text{O}^{2-}$ , y es la base de la siguiente división en las especies hidroxí-, fluor- y oxi. La variación en los constituyentes del sitio Z ( $\text{Al}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{V}^{3+}$ ) se expresa mediante prefijos. La clasificación está específicamente diseñada para turmalinas que han sido químicamente analizadas.

Para la mayoría de los arreglos atómicos y composiciones químicas, esto da como resultado fórmulas de miembro final que tienen especies químicas únicas en cada sitio, por ejemplo, dravita:  ${}^X\text{Na} {}^Y\text{Mg}_3 {}^Z\text{Al}_6 (\text{T}\text{SiO}_{18}) (\text{B}\text{BO}_3)_3 {}^V(\text{OH})_3 {}^W(\text{OH})$ . Sin embargo, la electroneutralidad puede requerir que algunos miembros finales tengan dos componentes de diferente valencia en una proporción fija para un mismo sitio en la estructura, por ejemplo, Elbaita:  $\text{Na} {}^Y(\text{Li}_{1.5} \text{Al}_{1.5}) \text{Al}_6 (\text{Si}_6\text{O}_{18}) (\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$ , en la cual el sitio Y está ocupado por Li y Al en proporción de 1:1. Esta consideración es relevante en las turmalinas que contienen Li: rossmanita, elbaita y liddicoatita que tienen el sitio Y ocupado por  $\text{LiAl}_2$ ,  $\text{Li}_{1.5}\text{Al}_{1.5}$  y  $\text{Li}_2\text{Al}$ , respectivamente.

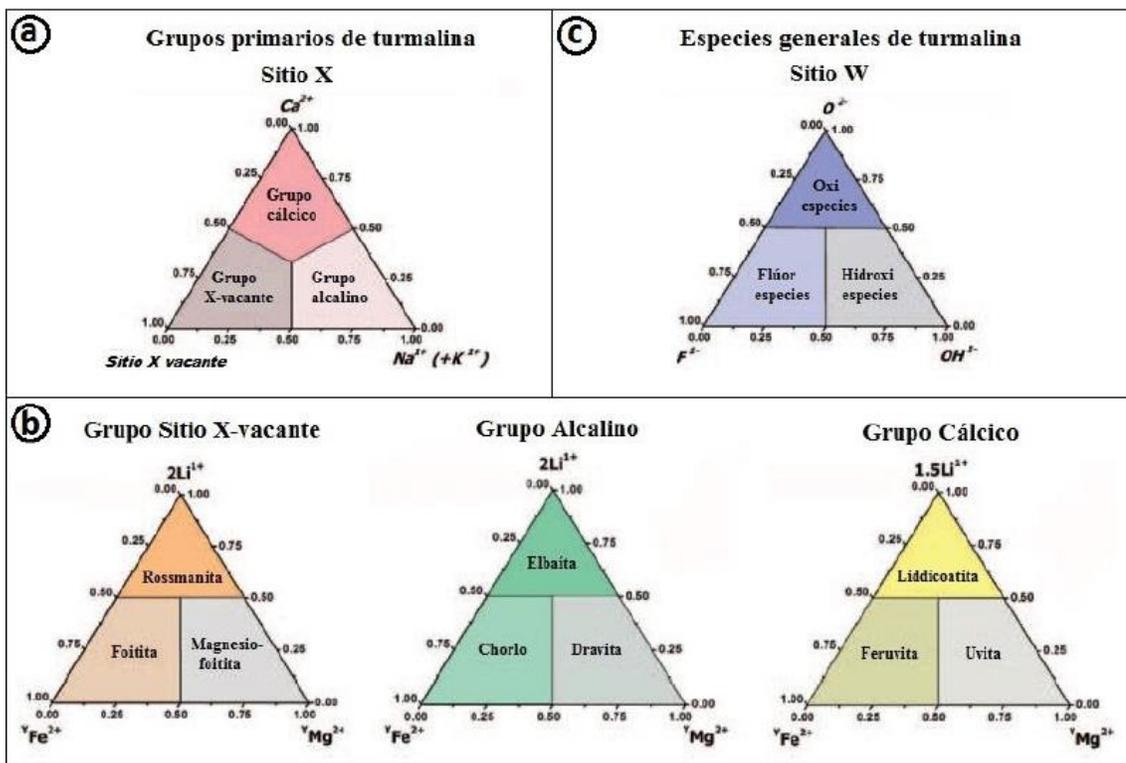
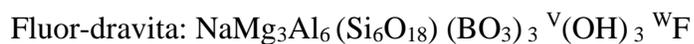


Figura 8: Clasificación química de turmalinas. a) División primaria de acuerdo con la ocupación dominante del sitio X. b) División secundaria basada en la ocupación dominante del sitio Y ( $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $2Li^{+}$  ó  $1.5 Li^{+}$ ) con el sitio Z = Al dominante y V = OH. c) División terciaria que se realiza según la ocupación dominante del sitio W con los aniones  $OH^{-}$ ,  $F^{-}$  y  $O^{2-}$  que junto con la ocupación dominante del sitio Z ( $Al^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $V^{3+}$ ) implica el uso de prefijos conectados a los nombres raíz. (Henry et al., 2011).

La variación de composiciones en la turmalina puede implicar cationes (o aniones) de la misma valencia (variación homovalente) o cationes (o aniones) de diferente valencia (variación heterovalente) (ver tabla 1). Varias clasificaciones de minerales comunes son basadas en la premisa de que distintos arreglos de cargas formales en los sitios de una estructura justifican distintos nombres de raíz y se trata de especies distintas. Para un nombre raíz específico, diferentes cationes homovalentes ( $Mg^{2+}$  ó  $Fe^{2+}$ ) o aniones ( $OH^{-}$  ó  $F^{-}$ ) se indican con prefijos, por ejemplo:



Fórmula General	X	Y <sub>3</sub>	Z <sub>6</sub>	T <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	V <sub>3</sub>	W
<b>Grupo alcalino</b>							
Dravita	Na	Mg <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Chorlo	Na	Fe <sup>2+</sup> <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Cromo-dravita	Na	Mg <sub>3</sub>	Cr <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Vanadio-dravita	Na	Mg <sub>3</sub>	V <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Flúor-dravita	Na	Mg <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	F
Flúor-chorlo	Na	Fe <sup>2+</sup> <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	F
Elbaita	Na	Li <sub>1,5</sub> Al <sub>1,5</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Povondraita	Na	Fe <sup>3+</sup> <sub>3</sub>	Mg <sub>2</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>4</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	O
Cromo-alumino-povondraita	Na	Cr <sub>3</sub>	Mg <sub>2</sub> Al <sub>4</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	O
Flúor-buergerita	Na	Fe <sup>3+</sup> <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(O) <sub>3</sub>	F
Olenita	Na	Al <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(O) <sub>3</sub>	(OH)
<b>Grupo cálcico</b>							
Flúor-uvita	Ca	Mg <sub>3</sub>	Mg <sub>2</sub> Al <sub>5</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	F
Feruvita	Ca	Fe <sup>2+</sup> <sub>3</sub>	Mg <sub>2</sub> Al <sub>5</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Uvita	Ca	Mg <sub>3</sub>	Mg <sub>2</sub> Al <sub>5</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Flúor-liddicoatita	Ca	Li <sub>2</sub> Al	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	F
<b>Grupo X-vacante</b>							
Foitita	□	Fe <sup>2+</sup> <sub>2</sub> Al	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Magnesio-foitita	□	Mg <sub>3</sub> Al	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)
Rossmánita	□	LiAl <sub>2</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	(OH) <sub>3</sub>	(OH)

Tabla 1: Especies del supergrupo turmalina aceptadas por la IMA-CNMNC con su composición química (Henry et al., 2011).

A medida que se analizaron más turmalinas, se descubrieron algunos elementos relativamente inesperados como componentes importantes de la turmalina. Se encontraron turmalinas ricas en Cr en el distrito de Barberton de Sudáfrica (Hall, 1918). La turmalina dravítica que contiene vanadio se informó inicialmente en hornfels de cuarzo negro-grafito de Uzbekistán (Badalov, 1951). Se encontraron contenidos elevados de Ni en la turmalina de rocas ultramáficas del manto metamorfoseadas (Jan *et al.*, 1972). Se encontraron cantidades significativas de Zn en las turmalinas de algunas

pegmatitas ricas en Li (Jedwab, 1962) y se identificaron turmalinas ricas en flúor con una frecuencia creciente (Němec, 1969). El número de especies de turmalina se ha expandido enormemente desde 1977 y para fines de 2017 incluye 33 especies (ver figura 9).

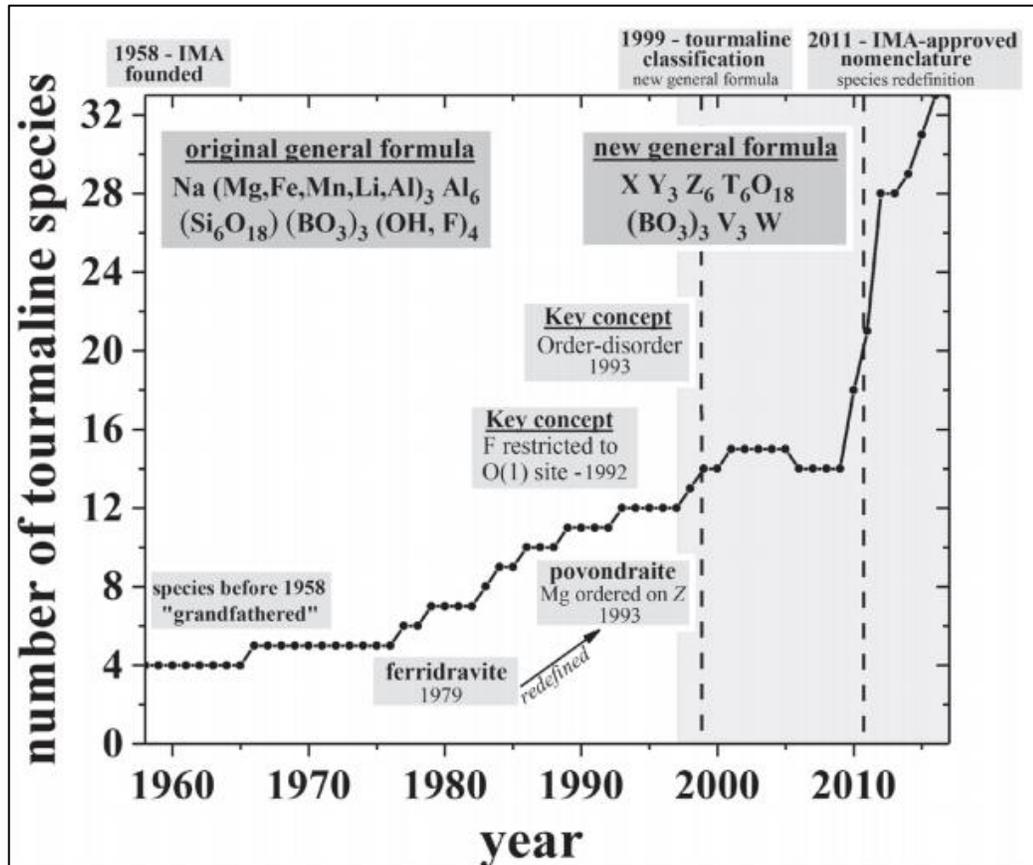


Figura 9: Número de especies de turmalina desde 1958 hasta 2017. Cuatro especies de turmalina fueron “eximidas” antes de 1958. Después de que se fundó IMA, las comisiones establecieron procedimientos para nombrar y clasificar las especies de turmalina. Las líneas discontinuas representan eventos significativos: la definición de la nueva fórmula general para la turmalina (Hawthorne y Henry 1999) y la publicación de la primera nomenclatura completa de turmalina aceptada por IMA-CNMNC (Henry et al. 2011). El último informe redefinió múltiples especies de turmalinas anteriores para lograr consistencia en la nomenclatura. El área sombreada representa el tiempo posterior al Simposio Internacional Tourmaline 1997.

### 2.3.3 Morfología y propiedades físicas

La turmalina pertenece al sistema cristalino romboédrico (subdivisión del sistema cristalino hexagonal). Esta clase cristalina se denomina piramidal ditrigonal por su forma general (Klein y Hurlburt, 1997). Akizuki *et al.* (2001) indican que la turmalina, o sectores dentro la misma, presentan simetría ortorrómbica, monoclinica o incluso triclinica.

Ocurre comúnmente como cristales grandes, típicamente euhedral y mostrando una variedad de formas (Goldschmidt, 1922). Los cristales son predominantemente prismáticos, pero pueden ser aciculares, fibrosos o tabulares (ver figura 10).

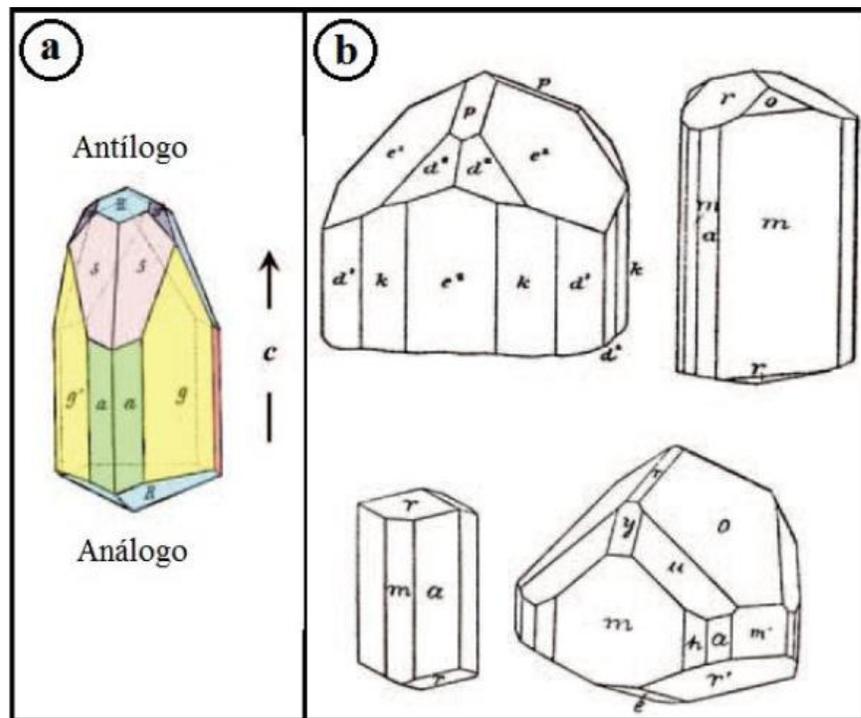


Figura 10: a) Morfología hemimórfica y extremos análogo-antílogo de un cristal. b) Formas morfológicas típicas de turmalina (Goldschmidt, 1922).

También es de importancia la alta dureza y falta de clivaje en la turmalina, que la hacen un mineral resistente importante en los sedimentos clásticos y puede utilizarse como indicador de procedencia (Henry y Guidotti, 1985; Marschall *et al.*, 2008). Su

multitud de colores y su dureza se combinan también para hacer de la turmalina una piedra preciosa (Pezzota y Laurs, 2001) (ver tabla 2).

Color	Incoloro, marrón, negro, verde, rosado, rojo
Color de raya	Marrón a incoloro
Brillo	Vítreo a resinoso
Dureza (Mohs)	7-7½
Clivaje	Pobre en {110} y {101}
Fractura	Desigual a concoidal
Densidad (g.cm <sup>3</sup> )	2.8 - 3.3
Sistema cristalino y grupo espacial	Romboédrico (hexagonal) - R3m
Morfología	{110}, {111}, {111̄}, {101}, {101̄}, {001}, {001̄}
Hábito	Los cristales son frecuentemente prismáticos y a menudo forman agregados divergentes en pegmatitas graníticas
Dimensiones de celda unidad	a = b ≈ 15.7 – 16.2 Å, c ≈ 7.05 – 7.25 Å α = β = 90°, γ = 120°
Signo óptico	Uniaxial negativo
Índices de refracción	ε = 1.610 - 1.650, ω = 1.635 – 1.675
Birrefringencia	0.018-0.040
Pleocroísmo	Los minerales coloreados de pueden ser fuertemente pleocroicos: tonos de verde y verde azulado, azul pálido a azul oscuro, rosa pálido a rojo, varios tonos de marrón

Tabla 2: Propiedades físicas de turmalinas (Hawthorne y Dirlam, 2011).

#### 2.3.4 Turmalina como indicador petrogenético

Los avances en el conocimiento de la estructura química de la turmalina han logrado que esta fase mineral sea considerada como un excelente indicador petrogenético (Henry y Guidotti, 1985; Hawthorne y Dirlam, 2011; Van Hinsberg *et al.*, 2011b).

Los minerales del supergrupo de turmalina constituyen el borosilicato más común de la corteza terrestre y representan un importante reservorio de boro y componente clave del ciclo del boro (Anovitz y Grew, 1996; Leeman y Sisson, 1996) y se produce como una fase accesoria menor en las rocas (Slack, 1996).

La turmalina se forma en una amplia variedad de entornos, como material diagenético en cuencas sedimentarias, como ganga en depósitos minerales, asociado con metamorfismo de contacto y dinamotérmico, por metasomatismo y por cristalización en cuerpos ígneos. También se produce en una amplia variedad de composiciones de roca huésped, que van desde cuerpos intrusivos y sedimentos ricos en sílice hasta rocas máficas pobres en sílice, pelitas, calizas impuras, evaporitas y en sus equivalentes metamórficos (Henry y Dutrow, 1996; Henry *et al.*, 1999; Nakano y Nakamura, 2001).

La turmalina es estable en una amplia gama de condiciones, desde alteraciones hidrotermales de baja temperatura hasta entornos metamórficos de alto grado y alta presión y condiciones magmáticas. Ocurre en los poros de los yacimientos de gas, en los domos de sal, en el granito y la pegmatita granítica, en las alteraciones de la roca de la pared y en los cuerpos minerales de los depósitos VHMS (Karabash, Rusia; Kidd Creek, Canadá), en los depósitos de pórfido de cobre (El Teniente, Chile). ; Coxeth, Canadá; Salikvan, Turquía), en depósitos metamorfoseados de Pb-Zn unidos a estratos (Broken Hill, Australia), en depósitos estratiformes de scheelita, oro de temperatura media (Darasun, Rusia; Sigma, Canadá) y depósitos de estaño (Solnechny, Rusia), en depósitos de greisen (Cornwall, Reino Unido) y en depósitos de esmeraldas (Emerald Minas, Rusia, Panjshir, Afganistán) (Baksheev *et al.*, 2009).

El amplio rango de estabilidad de la turmalina, tanto en presión y temperatura, facilita esta ocurrencia generalizada. Los límites inferiores de estabilidad no están bien definidos, pero su presencia en la zona diagenética de cuencas sedimentarias y en depósitos hidrotermales cercanos a la superficie sugiere que la estabilidad de la turmalina es de 150°C o inferior y 100 Mpa (Henry *et al.*, 1999; Moore *et al.*, 2004). La estabilidad térmica superior se ha estudiado extensamente en experimentos y también se ha visto limitada por las observaciones de la naturaleza. Está controlada por la fusión incongruente de la turmalina, que se ha observado en experimentos entre 725 y 950 °C según la presión y la composición (Robbins y Yoder, 1962; Holtz y Johannes, 1991; Morgan y London, 1989; Wolf y London, 1997; Von Goerne *et al.*, 1999; Van Hinsberg *et al.*, 2011b).

Se realizaron estudios de pelitas metamórficas del cinturón metamórfico Ryoke en el suroeste de Japón que confirman los resultados experimentales y posicionan la isógrada de la turmalina aproximadamente a los 725°C a 450 MPa (Kawakami, 2001). Las turmalinas en facies de granulitas proporcionan evidencia adicional de la persistencia a altas temperaturas (Thomson, 2006; Wadoski *et al.*, 2011). El límite superior de estabilidad de la turmalina en términos de presión se ha convertido recientemente en un foco de estudio, ya que tiene implicaciones importantes para el comportamiento del boro y sus isótopos durante la subducción (Van Hinsberg *et al.*, 2011b).

Otra propiedad característica de la turmalina es la insignificante velocidad de difusión de los elementos principales y trazas en su estructura, como lo demuestran las composiciones detríticas y los cambios composicionales e isotópicos abruptos que han persistido durante períodos prolongados a temperatura elevada (Van Hinsberg y Marschall, 2007; Van Hinsberg y Schumacher, 2007). Esta difusión insignificante hace que la turmalina sea excelente para conservar composiciones. Sumado a esto, la amplia gama composicional de la turmalina hace que sea un indicador sensible de la composición de su ambiente hospedero (Dutrow y Henry, 2011).

La turmalina registra las condiciones de su formación en una amplia gama de ambientes geológicos y las preserve. Un grano de turmalina puede proporcionar información sobre las condiciones variables de su huésped durante su evolución (Van Hinsberg y Schumacher, 2007). Esto incluye el seguimiento de la evolución, cristalización de rocas magmáticas, así como a través de un ciclo metamórfico. La turmalina detrítica típicamente sirve como núcleo para la cristalización autigénica de turmalina, que, con el aumento continuo de la temperatura, puede continuar en el crecimiento metamórfico subsiguiente (Henry y Dutrow, 1996; Van Hinsberg *et al.*, 2011a) (ver figura 12). En granos de turmalina con crecimiento composicional zonificado, se puede reconstruir una historia de condiciones de presión y temperatura (Van Hinsberg y Schumacher, 2007,2011). Por lo tanto, la turmalina es un mineral único para documentar los eventos de recristalización mineral y fluido casi en todo el espectro de metamorfismo (ver figura 11).

La turmalina como mineral típico de los yacimientos tipo pórfido (Sillitoe, 2010) se presenta en rocas metasomáticas de cuarzo-sericita (productos de alteración fílica) y en propilitas.

La deposición de minerales de metales base que contienen cobre y oro tardío está relacionada con la alteración fílica, especialmente en los flancos de los sistemas de pórfido de cobre (Sillitoe y Hedenquist, 2003).

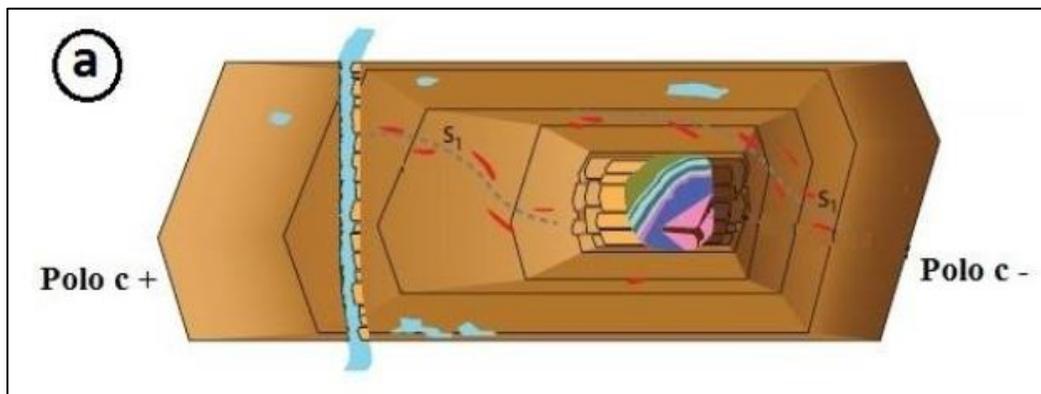


Figura 11: Esquema de una turmalina multigeneracional “idealizada” que registra varios procesos geológicos. Desde el interior hacia afuera, el grano contiene: un núcleo detrítico redondeado que se formó por cristalización a partir de una masa fundida; sobrecrecimiento diagenético asimétrico con crecimiento preferencial hacia el polo c+; sobrecrecimiento metamórfico en zonas con foliación interna (s1) marcada por inclusiones y metasomático y una fractura rellena por crecimiento polar y en reloj de arena está marcada por sombreado de color (Van Hinsberg, 2011).

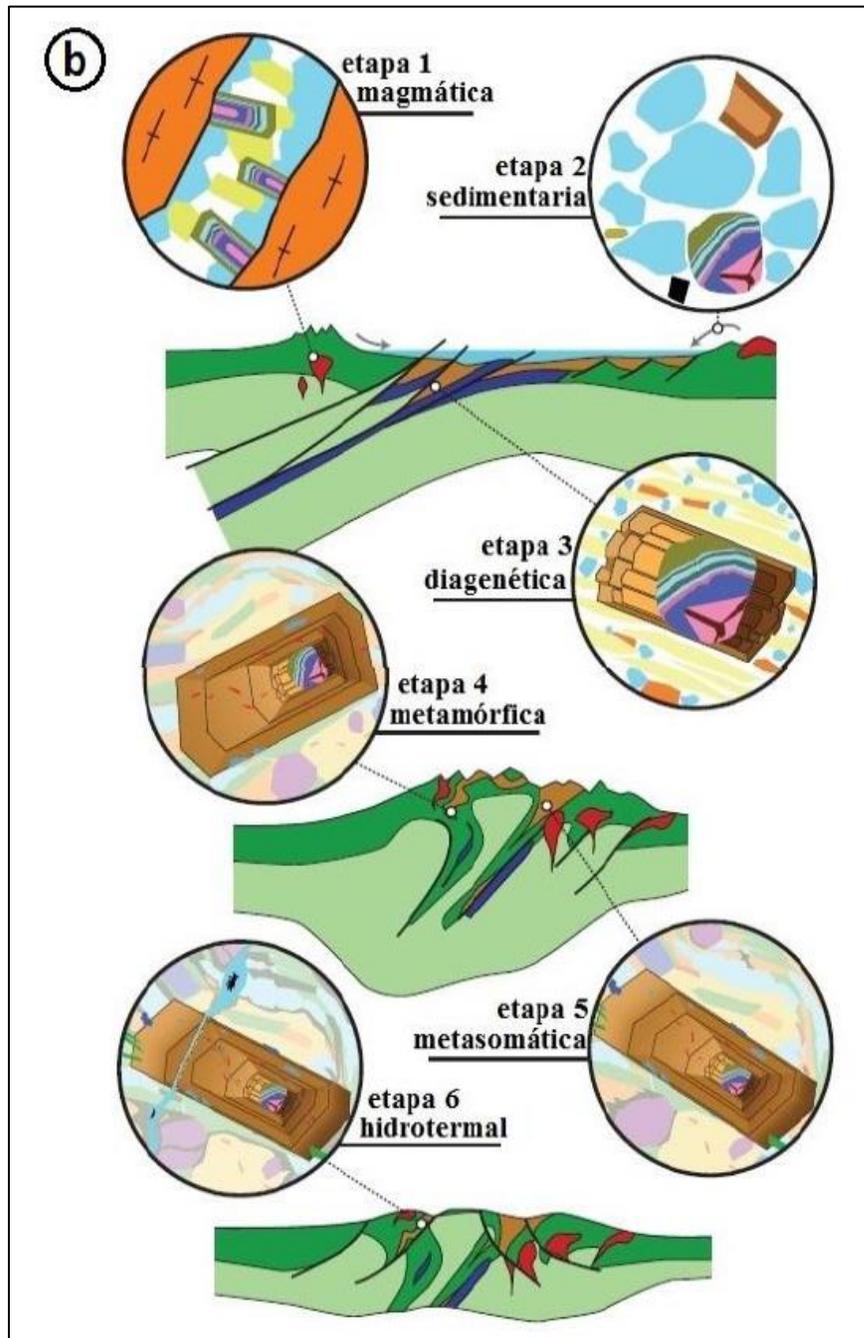


Figura 12: Condiciones geológicas para el crecimiento del grano de turmalina mostrado en a: cristalización magmática (etapa 1) con posterior meteorización (etapa 2); sobrecrecimiento diagenético en granos relictos en cuenca sedimentaria (etapa 3); sobrecrecimiento metamórfico progrado (etapa 4); sobrecrecimiento metasomático retrogrado debido a la entrada de fluido con boro de un plutón en enfriamiento (etapa 5) y crecimiento en fractura en régimen extensional (etapa 6) (Van Hinsberg, 2011).

### 2.3.5 Formación de la turmalina

Los dos factores más importantes para la formación de turmalina de fluidos hidrotermales son: (i) fuente de los fluidos hidrotermales y (ii) fuente de boro.

La fuente de los fluidos hidrotermales puede provenir de:

- ✓ Aguas meteóricas: incluye aguas superficiales y subterráneas (acuíferos o aguas subterráneas).
- ✓ Aguas marinas: agua de los océanos.
- ✓ Aguas connatas o de formación: aguas que quedan atrapadas en los intersticios o poros de secuencias de rocas y aguas meteóricas de penetración profunda.
- ✓ Aguas metamórficas: aguas liberadas por cambios mineralógicos de minerales hidratados a minerales anhidros.
- ✓ Aguas magmáticas: aguas primarias derivadas de procesos ígneos que dan origen a rocas intrusivas y volcánicas.

La generación de boro hidrotermal implica diversos procesos de la corteza, tales como: expansión del fondo marino, subducción, magmatismo, vulcanismo y desvolatilización metamórfica (Slack, 1996; Ram Mohan *et al.*, 2008). Es un constituyente esencial de turmalina. La fuente de boro puede provenir de líquidos o de otros minerales de boro. La formación de turmalina está fuertemente influenciada por el contenido de boro dentro del protolito y de fluidos que interactúan con las rocas de la corteza durante el metamorfismo (Henry y Dutrow, 1996).

Las fuentes de boro se pueden clasificar en términos de dos miembros finales:

1. Boro intrínseco: boro contenido localmente en el sistema rocoso antes de la formación de turmalina (comportamiento de sistema cerrado).
2. Boro extrínseco: boro que ingresa al sistema rocoso desde una fuente externa (Henry y Dutrow, 1996). En muchos sistemas geológicos, es posible que el boro muestre un comportamiento de sistema cerrado y abierto durante diferentes períodos de diagénesis y metamorfismo.

En sistemas hidrotermales, la turmalina se desarrolla como consecuencia de la infiltración de fluidos hidrotermales que contienen boro y puede tener una amplia gama de composiciones dependiendo de la composición de las litologías de las rocas de cajas y los fluidos interactuantes (Taylor y Slack, 1984; Cavarrette y Puxedda, 1990; Henry y Dutrow, 1996; Fareeduddin *et al.*, 2010).

Aunque la turmalina es una de las principales reservas de boro en la corteza terrestre, el boro también está presente en varios otros minerales que contribuyen a su abastecimiento. El boro puede estar altamente concentrado por procesos de evaporación superficial en cuencas de evaporitas no marinas y marinas donde los minerales de borato se precipitan directamente del fluido (Smith y Medrano, 1996). Las fuentes y proporciones de boro marino y no marino en rocas que contienen turmalina se pueden distinguir porque la composición isotópica del boro disuelto en agua de mar y agua no marina difiere en un 40 ‰, siendo el B procedente del agua de mar isotópicamente más pesado (Marschall y Jiang, 2011). Tras la diagénesis o el metamorfismo de bajo grado, los minerales de borato como el bórax ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) pueden descomponerse y servir como fuentes intrínsecas de boro para formar rocas ricas en turmalina que generalmente conservan la firma isotópica de esa fuente (Henry *et al.*, 2008).

En los sistemas rocosos de baja temperatura, se sabe que varios minerales contienen cantidades pequeñas, pero significativas, de boro que también son fuentes de boro intrínseco. Estos minerales incluyen illita (100–2000  $\mu\text{g/g}$ ), glauconita (250–2000  $\mu\text{g/g}$ ), moscovita (10–1340  $\mu\text{g/g}$ ), minerales del grupo de la serpentina (12–330  $\mu\text{g/g}$ ), montmorillonita (5–300  $\mu\text{g/g}$ ), plagioclasa (1–20  $\mu\text{g/g}$ ) y clorita (3–221  $\mu\text{g/g}$ ) (Henry y Dutrow, 1996; Hezel *et al.*, 2011; Kaliwoda *et al.*, 2011; Vils *et al.*, 2011). Estos minerales pueden ser volumétricamente importantes en muchos tipos de rocas y pueden contener una gran proporción del boro de la roca a bajas temperaturas. De hecho, en condiciones diagenéticas o de muy bajo grado en rocas metapelíticas, una mayor proporción de boro se asocia con estos otros tipos de minerales que el boro contenido en la turmalina (Sperlich *et al.*, 1996). En esencia, con el aumento de la temperatura se libera boro, más comúnmente a partir de minerales hidratados de baja temperatura a medida que estos minerales se descomponen.

El boro liberado se puede secuestrar como crecimientos excesivos de turmalina recién formados que se nuclean en los detritos de turmalina existentes o como granos de turmalina separados sin un núcleo detrítico, y/o como boro incorporado en pequeñas cantidades en otros minerales asociados (moscovita; Henry y Dutrow, 1996). El boro liberado también se puede incorporar en la fase de fluido metasomático y se puede perder del sistema rocoso local (Henry y Dutrow, 1996). Este último proceso tiende a agotar el boro de las rocas metamórficas a medida que aumenta la presión (Leeman y Sisson, 1996). Debido a que los minerales que contienen boro comúnmente se descomponen a través de reacciones discontinuas, el boro se vuelve disponible de forma episódica y tiende a interactuar con el entorno químico local de la roca huésped de manera similar, es decir, para producir un crecimiento de turmalina puntual y episódico.

Las fuentes extrínsecas de boro son igualmente importantes para el desarrollo de la turmalina. Los fluidos de la desvolatilización de losas de subducción pueden servir como fuente de boro para formar turmalina a temperaturas relativamente bajas (Marschall *et al.*, 2009). En entornos de alto grado, se sabe que los fluidos ricos en boro de la cristalización de magmas graníticos fluyen hacia rocas metamórficas de alto grado para producir un enriquecimiento local de turmalina (Dutrow *et al.*, 1999). Además, el boro se puede reintroducir en las rocas metamórficas para formar turmalina en el camino retrógrado (Van Hinsberg *et al.*, 2011a, b). Un ejemplo aún más extremo de abastecimiento de boro extrínseco ocurre en los depósitos de minerales epigenéticos. En estos ambientes, grandes flujos de fluidos que contienen boro son responsables de la cristalización de cantidades sustanciales de turmalina que producen turmalinitas (una roca con >30 % de turmalina, Slack y Trumbull, 2011).

En todo el mundo se reporta la presencia de turmalina y forma un mineral importante en muchos de los depósitos de oro arqueanos (tipo orogénicos) y proterozoicos. También se presenta como un mineral accesorio en varios tipos de yacimientos estratoligados de oro. Económicamente, las venas de Au-turmalina son las más valiosas, ya que forman algunos de los yacimientos de oro más grandes y más ricos del mundo.

### 2.3.6 Paragénesis

La turmalina es típicamente un mineral de pegmatitas de granito, venas neumatolíticas y está presente en algunos granitos: también se encuentra comúnmente en rocas metamórficas como producto del metasomatismo de boro o como resultado de la recristalización de granos detríticos del sedimento original. En rocas graníticas, las turmalinas pertenecen a la serie schorlo-elbaita y generalmente son bastante ricas en hierro, los típicos granitos que contienen turmalina del suroeste de Inglaterra tienen cristales prismáticos negros visibles en la muestra de la mano y muestran pegmatitas y material de vena granítica de etapa tardía. Se desarrollan turmalinas de litio, que a menudo muestran una variación de color y composición que se corresponde con su posición en la pegmatita. En la pegmatita de Varuträsk, tanto las turmalinas negras como las de color se producen en la fase pegmatítica zonal original, mientras que la rubelita y las turmalinas divididas en zonas están restringidas principalmente a la unidad de reemplazo de sodio en la etapa llamada neumatogénica (Deer *et al.*, 1992)

En la etapa de alteración neumatolítica, la turmalinización puede ocurrir por la introducción de boro que ataca los minerales graníticos normales. Así, el conocido tipo de roca luxulianita se considera el producto de la modificación pneumatolítica detenida por emanaciones bóricas de un granito alcalino porfídico: en estas rocas, la biotita ha sido atacada primero para dar turmalina amarilla, y posteriormente el feldespato ha sido reemplazado por un turmalina azul o azul verdosa. Alguna turmalina amarilla puede ser de origen primario porque, después de un período de corrosión, actúa como un núcleo de turmalina secundaria acicular dispuesta radialmente, dando origen a las llamadas turmalinas "soles". El cuarzo no se reemplaza y, si la turmalinización se completa, se forma una roca de turmalina-cuarzo. Se ha sugerido que en el suroeste de Inglaterra los fluidos de turmalinización tienen una fuente última (particular de boro) en los sedimentos de las rocas del campo que también, por asimilación, hicieron una contribución importante a la composición de los granitos. En los ensamblajes ígneos neumatolíticos, los minerales asociados con la turmalina pueden incluir topacio, lepidolita, petalita, espodumena, casiterita, fluorita, apatita, columbita, etc. (Deer, *et al.*, 1992)

Las turmalinas o dravitas de magnesio se encuentran generalmente en ensamblajes metamórficos o metasomáticos. Se reconocen en rocas ígneas básicas donde pueden estar asociadas con axinita y datolita, habiendo sido introducido el boro metasomáticamente; se han registrado, localmente constituyendo la mayor parte de la roca, en spilosites<sup>1</sup> y adinoles<sup>2</sup>. En otras partes de las rocas metamórficas, la turmalina puede representar la recristalización de los granos detríticos presentes en el sedimento original, como en algunas rocas psamíticas del Supergrupo Dalradia en Irlanda (Deer, *et al.*, 1992). La pequeña cantidad de boro que se encuentra en las rocas sedimentarias arcillosas no está presente como turmalina, pero parece derivar del agua de mar y ser retenida por adsorción. La turmalina de magnesio marrón se presenta como un importante mineral de ganga en varios tipos de depósitos estratoligados en todo el mundo. En general, no hay evidencia de un antiguo ambiente evaporítico cercano, ni de granitos o pegmatitas asociados, y se ha sugerido que la abundancia de dicha turmalina en un terreno metamórfico se debe a la presencia de boro como parte integral del sistema hidrotermal que depositó los minerales y que la turmalina indica proximidad a un antiguo centro fumarólico submarino (Deer, *et al.*, 1992)

La uvita es probablemente más común que la dravita; se ha sugerido que la mayor parte de la turmalina marrón asociada con minerales de calcio, como en las calizas metamorfoseadas, es uvita, mientras que la mayor parte de la turmalina marrón en esquistos o asociada con micas no pegmatíticas es dravita (Deer, *et al.*, 1992)

La turmalina es un mineral común en los sedimentos detríticos, encontrándose diferentes tipos según la fuente. La turmalina autigénica se conoce a partir de limenstones y como crecimientos secundarios en granos de turmalina detríticos bien redondeados en areniscas (Deer, *et al.*, 1992).

---

<sup>1</sup> Spilosites: Roca esquistosa verdosa manchada de clorita. Representa una etapa temprana en la formación de adinola o pizarra manchada. Constituida principalmente por porfiroblastos de albita, clorita y cuarzo en una matriz sericítica, debido al metamorfismo de contacto de rocas ígneas básicas.

<sup>2</sup> Adinoles: Roca metasomática rica en albita, compacta y de grano fino. Tiene una fractura astillada, comúnmente con un aspecto finamente bandeado debido a la alternancia de capas grises, verdes o rojizas de intensidad de color variable. Se compone de un mosaico de grano fino a muy fino de albita y cuarzo subordinado con cantidades menores de otros constituyentes. Se cree que la adinolización es un proceso Na- metasomático relacionado con la intrusión de rocas ígneas máficas en rocas pelíticas.

## 2.4 Brechas hidrotermales

Una gran parte de los yacimientos magmático-hidrotermales se encuentran espacial y temporalmente asociados a distintos tipos de cuerpos de brechas de diverso origen (Sillitoe, 1985). Muchas de estas brechas pueden estar mineralizadas y otros, aunque no tengan mineralización pueden considerarse como una guía para la exploración. Son comunes en sistemas de tipo pórfido y varían desde cuerpos estériles o de baja ley adyacentes a los intrusivos graníticos hasta constituir la porción económicamente dominante de estos sistemas (Maksaev, 2007) (ver figura 13).

Una brecha es una roca constituida por fragmentos líticos que se mantienen ligados por una matriz y cuyo cemento en el caso de las asociadas a mineralización pueden ser minerales hidrotermales incluyendo a los minerales de mena (por ejemplo: turmalina, cuarzo, calcopirita, etc.). En general, los minerales hidrotermales rellenan total o parcialmente los huecos formados en la roca fragmentada y mucha de la mineralización en brechas ha sido introducida por fluidos hidrotermales y consecuentemente se encuentra en la masa fundamental de la brecha.

Los fragmentos o clastos provienen de rocas fragmentadas, las que son progresivamente molidas mientras mayor es la deformación (brechización). Algunas brechas contienen solo fragmentos de la roca encajadora de los cuerpos brechosos o pueden tener fragmentos introducidos ajenos a las rocas encajadoras adyacentes y los fragmentos pueden tener variadas intensidades de alteración hidrotermal.

La matriz puede ser de roca molida derivada localmente o material rocoso introducido de granulometría más fina que los fragmentos (dependiendo del grado de molienda) que rellena los espacios entre fragmentos. El origen de la matriz puede ser detrítico, cataclástico, volcánico, plutónico, etc.

La textura o fábrica de la brecha puede variar desde aquellas soportadas por fragmentos en las que los fragmentos están en contacto entre sí y las soportadas por matriz en las que los fragmentos aparecen dispersos en un material de grano más fino. En brechas soportadas por fragmentos los huecos entre los fragmentos pueden ser espacios abiertos o estar parcial o completamente rellenos.

De acuerdo con el tamaño de los fragmentos se habla de megabrechas para aquellas que tienen fragmentos >4 m de diámetro, meso-brechas para aquellas en las que los fragmentos oscilan entre 2 mm y 4 m y microbrechas para las que tienen fragmentos de menos de 2 mm.

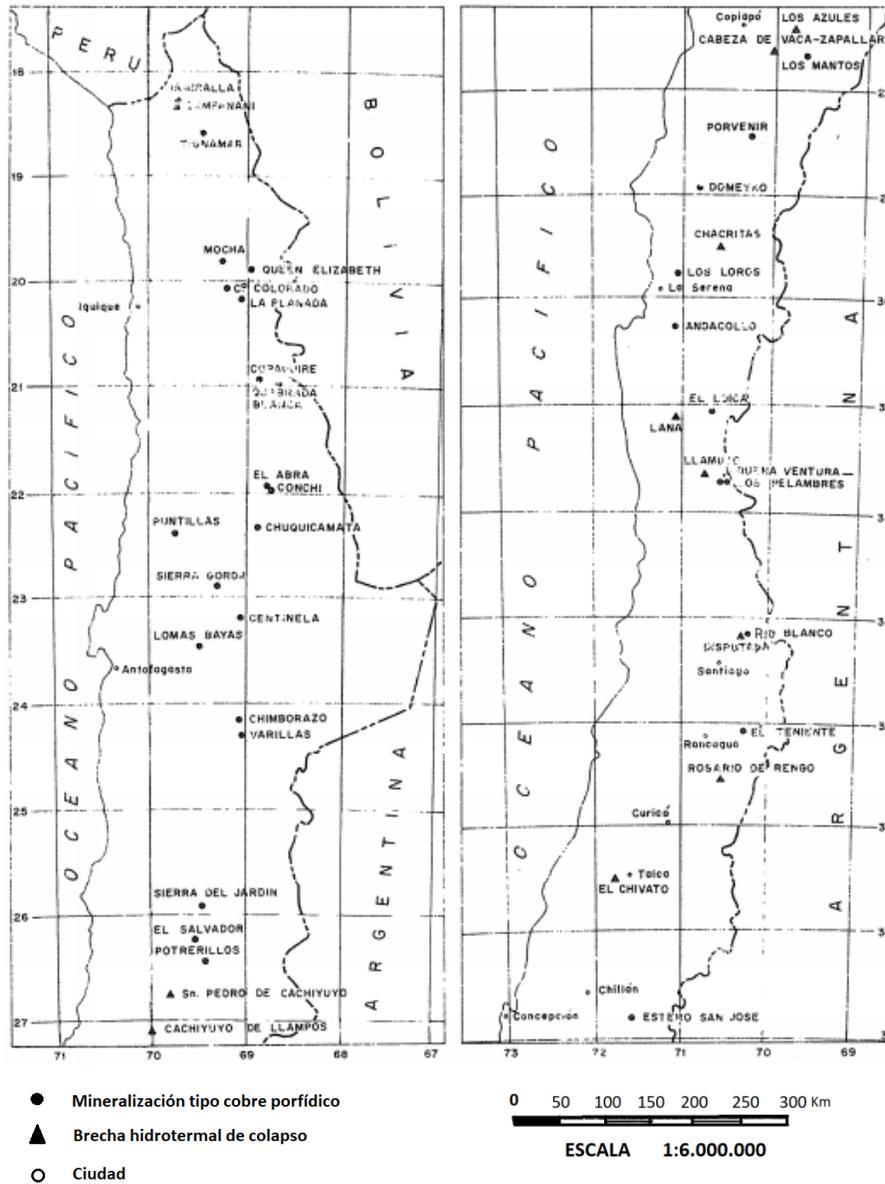


Figura 13: Mapas de ubicación de mineralizaciones tipo cobre porfídico y brechas hidrotermales de colapso (Neumann, 1973).

## 2.4.1 Clasificación de las brechas hidrotermales

En la literatura varios autores (Sillitoe, 1985; Baker *et al.*, 1986; Taylor y Pollard 1993; Corbett y Leach, 1998) proponen distintos esquemas para la clasificación de brechas teniendo en cuenta criterios descriptivos y genéticos. Recientemente, Davies *et al.* (2000) destacan que se requiere primero de una descripción sistemática de los tipos de brecha para luego hacer una interpretación genética. Para Baker *et al.* (1986) la mineralización asociada a las brechas raramente es sincrónica o está íntimamente relacionada con el proceso de brechamiento, por el contrario, lo consideran un sitio favorable para la circulación de fluidos.

### 2.4.1.1 Brechas magmático-hidrotermales

#### 2.4.1.1.1 Chimeneas de brecha (“Breccia pipes”)

Estos cuerpos de brecha se presentan asociados a intrusivos, batolitos o stocks intrusivos estériles (no alterados, no mineralizados). Aunque existe una gradación hacia las brechas asociadas a pórfidos cupríferos. Sillitoe (1985) incluye específicamente en este grupo aquellos cuerpos de brecha que no están asociados a sistemas porfídicos. Se estima que las chimeneas de brecha se emplazan a profundidades de 1 a 3,6 km, lo que se interpreta principalmente por su ubicación en porción apical de intrusivos epizonales. Se trata de cuerpos cilíndricos de sección circular u ovoide en planta y con una extensión vertical varias veces mayor que la dimensión horizontal.

En algunos casos se ha observado que los cuerpos de brecha terminan hacia arriba en una cúpula y la existencia de este techo indica que es improbable que estos cuerpos de brecha hayan alcanzado la superficie. Se localizan en la parte superior o inmediatamente sobre, o en los márgenes de plutones o stocks. No parece haber un control estructural en la localización de chimeneas de brecha. La mineralización dominante es cobre y los contenidos de Mo, W y/o Au también son importantes; algunas contienen Ag, Pb, Zn.

La alteración hidrotermal dominante es sericitización de los fragmentos, acompañada de turmalina (chorlo) o dumortierita y en menor medida cloritización y silicificación. La ganga y menas están bien cristalizadas e introducidas después y probablemente durante la fragmentación. Usualmente en estas brechas la mineralización hipógena ocurrió en un solo evento y es raro que haya re-brechización de la mineralización temprana. La mineralización está preferentemente ubicada en el margen de la chimenea (Sillitoe, 1985).

Considerando que existen evidencias de movimiento descendente del material fragmentado dentro de las chimeneas de brechas, cualquier mecanismo de brechización debe ser capaz de crear un hueco apreciable. Se han propuesto 5 hipótesis para la producción del hueco espacio:

1. Disolución localizada y fragmentación por colapso gravitacional y/o fracturamiento hidráulico hacia arriba del material rocoso por fluidos liberados de un magma en enfriamiento.

2. Liberación, tal vez explosiva de volátiles de un magma con material acarreado físicamente hacia arriba (fracturamiento hidráulico).

3. Movimiento descendente de magma, ya sea por contracción o drenaje, produciendo el colapso gravitacional de la columna de roca sobreyacente.

4. Desarrollo de una acumulación de fluidos o burbuja en el techo de un plutón por acumulación de fluidos liberados del magma.

5. Generación de zonas de extensión en zonas de dilatación o tensión en fallas durante desplazamiento de éstas.

#### 2.4.1.1.2 Cuerpos de brechas asociadas a sistemas porfídicos

Los cuerpos de brechas son comunes en sistemas de tipo pórfido y varían desde cuerpos menores adyacentes a pórfidos, hasta constituir la porción económicamente dominante de estos sistemas (ver tabla 3).

Estos cuerpos de brecha comparten muchas de las características de las chimeneas de brecha con matriz de turmalina anteriormente descritas, pero tienen particularidades. En cuanto a forma constituyen cuerpos lenticulares, ovoides o circulares con forma de chimeneas con buzamiento fuerte o verticales. Pueden ser cuerpos individuales o constituir grupos. Pueden tener formas de diques, cuerpos irregulares, anulares y constituir brechas de caparazón de intrusiones. La forma de chimenea en sistemas porfídicos es en general menos regular y son frecuentes los embahiamientos y extensiones irregulares de los cuerpos de brecha.

Las brechas comúnmente tienen leyes más altas que los stockworks en sus alrededores y su emplazamiento es pre-mineral a intra-mineral en los pórfidos mineralizados. El origen de la brechización se atribuye preferentemente a la liberación violenta de fluidos desde los stocks en enfriamiento, produciendo fracturamiento hidráulico seguido de colapso gravitacional.

Otros tipos de brechas:

- ✓ Brechas freatomagmáticas
- ✓ Brechas freáticas
- ✓ Brechas magmáticas de inyección
- ✓ Brechas hidrotermales de colapso
- ✓ Brechas de dilatación
- ✓ Brechas de disolución

Nombre común	MAGMATICA - HIDROTHERMAL	FREATOMAGMATICA	FREATICA
	<ul style="list-style-type: none"> <li>Chimeneas de brecha sub-volcánicas</li> <li>Chimeneas de brecha magmático-hidrotermales</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Brechas de diatrema</li> <li>Brecha fluidizada con matriz molida</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Brecha de erupción hidrotermal</li> </ul>
Origen	<ul style="list-style-type: none"> <li>Exolución violenta de volátiles desde una intrusión, seguida de colapso gravitacional</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Explosión freatomagmática por emisión de volátiles y calentamiento violento de aguas subterráneas</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Explosión hidrotermal por descompresión de aguas geotermales y su vaporización violenta ("flashing")</li> </ul>
Nivel de emplazamiento	<ul style="list-style-type: none"> <li>Profundo a nivel de pórfidos</li> <li>No necesita tener emisión (no alcanzan a la superficie)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Conductos de emisión intermedios de diatrema</li> <li>Brechas de matriz molida fluidizada que explota la estructura</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Superficial, forma depósitos de sinter en las fuentes termales que fluyen de ellas en la superficie</li> </ul>
Actividad intrusiva	<ul style="list-style-type: none"> <li>Derivada de pórfidos, diques</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Domos endógenos</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Ninguna expuesta</li> </ul>
Estilo de mineralización	<ul style="list-style-type: none"> <li>Cuarzo-sulfuros, Au±Cu, gradando a carbonato-metales base + Au</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Carbonato metales base + Au</li> <li>Au-Cu de alta sulfuración</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Epitermales de Au - Ag tipo adularia-sericita</li> </ul>
Alteración hidrotermal	<ul style="list-style-type: none"> <li>Cuarzo-sericita</li> <li>Biotita, feldespato-K</li> <li>Actinolita, epidota</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Illita a smectita</li> <li>Pirita finamente disseminada</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Sílice fina, pirita, marcasita</li> </ul>
Forma	<ul style="list-style-type: none"> <li>Estilos de intrusión dominados por fragmentos de intrusivos introducidos</li> <li>Estilos de colapso dominados por fragmentos locales de roca de caja</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Facies de conducto de emisión dentro de diatrema</li> <li>Facies de anillo de tobas lanzadas fuera de la diatrema</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Chimeneas con forma de cono invertido y facies de anillo de tobas</li> </ul>
Fragmentos	<ul style="list-style-type: none"> <li>Juveniles magmáticos y locales de roca de caja</li> <li>Brechas con fragmentos tabulares en estilos de colapso</li> <li>Fragmentos molidos en estilos de inyección</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Fragmentos juveniles intrusivos característicos</li> <li>Lapilli acrecional local</li> <li>Tufisita bien molida</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Comúnmente fragmentos angulosos de derivación local</li> </ul>
Matriz	<ul style="list-style-type: none"> <li>Harina de roca, espacios abiertos</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Molida y fluidizada alterada a arcillas-pirita</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Sílice-pirita</li> </ul>
Ejemplos	<ul style="list-style-type: none"> <li>Kidston, San Cristobal, Goolden Sunlight, Mt. Leyshon, Los Bronces, Río Blanco, Cabeza de Vaca</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Wau, Kelian, Acupan, Kerimenge, Lepanto, Tolukuma, Brecha Braden de El Teniente</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Champagne Pool, Puhupuhi, Toka, Tindung, McLaughlin, El Tambo</li> </ul>

Tabla 3: Características de chimeneas de brecha (Corbett y Leach, 1998).

## 2.5 Elementos trazas y REE

Un elemento traza se define como un elemento que está presente en una roca en concentraciones menores al 0,1% (1000 ppm). La mayoría de los elementos traza si bien no forman especies minerales por si solos, son capaces de sustituir a los elementos mayores en los minerales formadores de roca. Son importantes en estudios petrológicos ya que son mejores discriminantes entre procesos petrológicos que los elementos mayores.

El criterio para establecer la clasificación de estos elementos es, ya sea su posición en la tabla periódica de los elementos o el comportamiento de estos en sistemas magmáticos. Varios grupos de elementos en la tabla periódica son de particular interés geoquímico. El grupo más usado en este aspecto son los elementos con número atómico entre 57 y 71, los lantánidos o también llamados tierras raras (REE: rare earth elements). Otro grupo es el PGE (platinum group elements), también conocidos como los metales nobles.

Entre los elementos más utilizados en petrología están los metales de transición (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn). Los lantánidos, denominados elementos de tierras raras (Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), como así también Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ca, Ba, Hf, Ta, Pb, Th y U.

Cuando el manto terrestre es fundido, los elementos trazas pueden mostrar preferencia ya sea la fase líquida o la fase sólida (mineral), por lo tanto, son llamados elementos incompatibles y compatibles, respectivamente.

Los mecanismos por los cuales los elementos traza están presentes en los minerales son tres:

1. *Adsorción*, los iones extraños se albergan en la superficie del mineral, en una capa difusa que se forma como resultado de la atracción que ejercen los átomos más exteriores, sólo parcialmente enlazados en la estructura.

2. *Oclusión*, los elementos traza, junto con otras impurezas (inclusiones fluidas, otros minerales, etc.), son primero adsorbidas en la superficie del cristal y más tarde incorporadas al mismo como consecuencia de su rápido crecimiento.
3. *Solución sólida*, el elemento traza entra en la estructura del mineral, sustituyendo a un elemento mayoritario en un lugar determinado dentro de la red del mineral.

Las tierras raras (REE) son los elementos traza más utilizados y tienen importantes implicancias en petrología ígnea, sedimentaria y metamórfica. Las REE comprenden la serie de elementos metálicos con número atómico entre 57 y 71 (La → Lu).

Un uso común de los elementos trazas es la identificación de la roca fuente o de la participación de un mineral particular en los procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada. Por ejemplo, las tierras raras son utilizadas para distinguir entre fuentes de alta y baja presión, o si los fundidos son derivados del manto (ver tabla 4).

En el análisis de elementos traza en la turmalina, estos elementos se han convertido en importantes marcadores de la evolución de las rocas y los fluidos que interactúan con turmalina. A continuación, se presentan algunos ejemplos:

Las proporciones de Ba, Th, La y Sm en la turmalina se han utilizado para modelar los fluidos de la zona de subducción y su impacto en las firmas de arco-magmatismo (van Hinsberg *et al.*, 2017).

Las proporciones de Sr, Sc, V, Ni, Pb, Zr, Ta, Nb, Cr, Ga y Sn y elementos de tierras raras en la turmalina se han utilizado como sustitutos para la mineralización de fluidos en depósitos de mineral y en otros entornos rocosos (Duchoslav *et al.*, 2017; Hazarika *et al.*, 2017; Hong *et al.*, 2017; Kalliomäki *et al.*, 2017).

Los contenidos de cloro en la turmalina se utilizan para establecer el entorno hidrotermal inusual de los pórfidos dioríticos alterados asociados con un depósito de oro (Bačík *et al.*, 2015).

Elemento	Uso como indicador petrogenético
Ni, Co, Cr	Elementos altamente compatibles. El Ni y Co, se concentran en el olivino, el Cr en la espinela y clinopiroxenos. Altas concentraciones indican fuente mantélica, fraccionamiento limitado o acumulación de cristales.
V, Ti	Ambos muestran fuerte fraccionamiento en los óxidos de Fe – Ti. Si ellos se comportan en forma diferente, el Ti fracciona en una fase accesoria, tal como titanita o rutilo.
Zr, Hf	Elementos muy incompatibles que no sustituyen fases en los silicatos mayores (aunque pueden reemplazar Ti en la titanita o rutilo). Altas concentraciones implican un enriquecimiento en la fuente o una vasta evolución líquida.
Ba, Rb	Elementos incompatibles que sustituyen al K en las micas, feld-K u hornblenda. El Rb sustituye menos en la hornblenda, que en las micas y el feld-K, así que la relación K/Ba permite distinguir estas fases.
Sr	Sustituye al Ca en las plagioclasas (pero no en las piroxenas) y en menor extensión al K en los feld-K. Se comporta como elemento compatible a baja presión donde la plagioclasa se forma tempranamente, pero actúa como elemento incompatible a alta presión donde la plagioclasa es poco estable.
REE	Tienen muchos usos para modelar la evolución de un líquido. El granate acomoda más a las HREE que a las LREE, y en ortopiroxenos y hornblenda tienen menos desarrollo. La titanita y plagioclasa acomodan más LREE, $Eu^{+2}$ es fuertemente particionado en la plagioclasa.
Y	Comúnmente incompatible. Fuertemente particionado en granate y anfíbol. Titanita y apatito también lo concentran. Así que su presencia puede ser significativa.

Tabla 4: Síntesis de algunos importantes elementos trazas usado como trazadores petrogenéticos procurando identificar a los minerales involucrados en la diferenciación o en la fusión parcial, siendo conveniente su utilización en diagramas de variación, para una suite de rocas relacionadas, con un rango de composiciones y en un área determinada. El decrecimiento de estos elementos en una serie de rocas implica el fraccionamiento de una fase en la cual se encontraba concentrado. Altas concentraciones de elementos trazas en un magma madre puede reflejar las altas concentraciones del elemento en la roca fuente, que ayuda a restringir la mineralogía de dichas rocas (Green, 1980).

## 2.6 Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal es un término general que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio ambiental, en térmicos químicos y termales, en la presencia de agua caliente, vapor o gas. Ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circuló por la misma. Es un tipo de metamorfismo que involucra la recristalización de la roca a nuevos minerales más estables bajo las condiciones hidrotermales (Alteración hidrotermal, s.f).

### 2.6.1 Clasificación de la alteración hidrotermal

Meyer y Hemley (1967) clasificaron la alteración hidrotermal en los tipos: propilítica, argílica intermedia, argílica avanzada, sericítica y potásica.

**Propilítica:** Presencia de epidota y/o clorita y ausencia de un apreciable metasomatismo catiónico o lixiviación de álcalis o tierras alcalinas. Comúnmente se presentan también albita, calcita y pirita. Este tipo de alteración representa un grado bajo de hidrólisis de los minerales de las rocas y por lo mismo su posición en zonas alteradas tiende a ser marginal.

**Argílica Intermedia:** Importantes cantidades de caolinita, montmorillonita, smectita o arcillas amorfas, principalmente reemplazando a plagioclasas. Hay una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg de las rocas. Normalmente los minerales máficos también están completamente destruidos en este tipo de alteración.

**Argílica avanzada:** gran parte de los minerales de las rocas transformados a dickita, caolinita, pirofilita, diásporo, alunita y cuarzo. En casos extremos la roca puede ser transformada a una masa de sílice oquerosa residual (“vuggy silica” en inglés).

**Potásica:** Alteración de plagioclasas y minerales máficos a feldespato potásico y/o biotita. A diferencia de las anteriores este tipo de alteración no implica hidrólisis y ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas (principalmente en el rango 350°-550°C).

## 2.7 Elemento explorador y elemento guía

Elemento indicador, indicador directo o elemento blanco ('target element') se refiere a uno de los elementos principales del depósito mineral, que se espera encontrar.

Elemento explorador o elemento pionero ('pathfinder element') se refiere a un elemento asociado con el depósito mineral, pero que puede ser detectado más fácilmente en comparación al elemento blanco, que puede ser dispersado en un área más extendida. La selección de un elemento explorador requiere un modelo del depósito mineral, que se espera descubrir. Arsénico (As) por ejemplo puede presentar un elemento explorador para la búsqueda de cobre (Cu) en un depósito macizo de sulfuros, pero no es un elemento explorador para cada tipo de depósito de cobre (Griem, 2019) (ver tabla 5).

<b>Asociación de menas</b>	<b>Elemento indicador</b>	<b>Elemento explorador</b>
<b>Pórfido cuprífero</b>	Cu, Mo	Zn, Au, Re, Ag, As, F
<b>Depósitos complejo de sulfuros</b>	Zn, Cu, Ag, Au	Hg, As, S (en forma de SO <sub>4</sub> ), Sb, Se, Cd, Ba, F, Bi
<b>Vetas de metales preciosos</b>	Au, Ag	As, Sb, Te, Mn, Hg, I, F, Bi, Co, Se, Tl
<b>Depósitos del tipo "Skarn"</b>	Mo, Zn, Cu	B, Au, Ag, Fe, Be
<b>Uranio en areniscas</b>	U	Se, Mo, V, Rn, He, Cu, Pb
<b>Uranio en vetas</b>	U	Cu, Bi, As, Co, Mo, Ni, Pb, F
<b>Cuerpos ultramáficos de oro</b>	Pt, Cr, Ni	Cu, Co, Pd
<b>Vetas de fluorita</b>	F	Y, Zn, Rb, Hg, Ba

Tabla 5: Elementos indicadores y exploradores de algunos tipos de depósitos minerales (Griem, 2019)

## 2.8 Background

El término “background o fondo” se refiere a la abundancia normal de un elemento en los materiales terrestres “no mineralizados”. (Griem, 2016) (ver tabla 6).

Elemento	Símbolo	Abundancia en ppm	Elemento	Símbolo	Abundancia en ppm
<b>Bromo</b>	Br	1.8	<b>Mercurio</b>	Hg	0.002
<b>Cadmio</b>	Cd	0.1	<b>Molibdeno</b>	Mo	1.5
<b>Calcio</b>	Ca	33000	<b>Niobio</b>	Nb	20
<b>Carbono</b>	C	230	<b>Niquel</b>	Ni	75
<b>Cerio</b>	Ce	81	<b>Oro</b>	Au	0.003
<b>Cesio</b>	Cs	3	<b>Oxígeno</b>	O	473000
<b>Cinc</b>	Zn	2	<b>Paladio</b>	Pd	0.01
<b>Circonio</b>	Zr	150	<b>Plata</b>	Ag	0.05
<b>Cloro</b>	Cl	130	<b>Platino</b>	Pt	0.0005
<b>Cobalto</b>	Co	25	<b>Plomo</b>	Pb	10
<b>Cobre</b>	Cu	50	<b>Potasio</b>	K	25000
<b>Cromo</b>	Cr	100	<b>Renio</b>	Re	0.0006
<b>Escandio</b>	Sc	13	<b>Rubidio</b>	Rb	150
<b>Estaño</b>	Sn	80	<b>Selenio</b>	Se	0.1
<b>Estroncio</b>	Sr	300	<b>Silicio</b>	Si	291000
<b>Flúor</b>	F	600	<b>Sodio</b>	Na	25000
<b>Fósforo</b>	P	900	<b>Talio</b>	Tl	0.45
<b>Galio</b>	Ga	26	<b>Tantalio</b>	Ta	2
<b>Germanio</b>	Ge	2	<b>Telurio</b>	Te	0.002
<b>Hafnio</b>	Hf	3	<b>Titanio</b>	Ti	4400
<b>Hierro</b>	Fe	465000	<b>Torio</b>	Th	10
<b>Indio</b>	In	0.1	<b>Uranio</b>	U	2.5
<b>Lantano</b>	La	25	<b>Vanadio</b>	V	150
<b>Litio</b>	Li	30	<b>Volframio</b>	W	1
<b>Magnesio</b>	Mg	17000	<b>Yodo</b>	I	0.15
<b>Manganeso</b>	Mn	1000			

Tabla 6: Abundancia normal de los elementos químicos en rocas de la corteza terrestre (Rose et al., 1979)

## 2.9 Trabajos anteriores

Parker *et al.*, (1963). Realizaron un estudio geológico-económico de tres distritos mineros: Checo de cobre, Pampa Larga y Cabeza de Vaca que se ubican al este-sureste de la ciudad de Copiapó. Los distritos mineros presentan diferencias en mineralogía, marco geológico, estructura y morfología de los yacimientos. Al extremo norte del distrito minero Cabeza de Vaca contiene cuerpos de brecha y vetas con turmalina y minerales de cobre. Posee una importancia económica en minerales de cobre y oro. Los minerales principales son pirita, calcopirita, bornita, calcosina, cuprita y atacamita. Explica el proceso de mineralización de cobre como un pórfido cuprífero.

Campbell (2017). Realizó un estudio donde reconoció la geología, alteración y mineralización del distrito Cabeza de Vaca a través de estudios petrográficos, microscópicos, geoquímica y mapeo geológico para establecer el modo de ocurrencia y la paragénesis. Concluyó que la alteración fílica (Qz/Ser/Musc) controla la mayor parte de la mineralización y que las alteraciones encontradas y los tipos de vetillas indican zonas de sistemas de pórfidos cupríferos.

## CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

A continuación se describe la serie de actividades que fueron realizadas para llevar a cabo los objetivos planteados anteriormente:

### 1. Revisión bibliográfica.

Consiste en la primera parte del proyecto, en la que se recopila toda la información necesaria, ya sea, a través de publicaciones científicas, cartas y mapas geológicos, simposios, congresos, libros, apuntes, etc., con el objetivo de conocer y entender la historia del área de estudio y realizar el marco teórico con la información más precisa y resumida.

### 2. Creación de base de mapeo.

- El área de estudio tiene dimensiones de 3 x 4 km<sup>2</sup> aproximadamente, cuyas coordenadas son: N 6945000-6947000 y E 395900-399400. Estas coordenadas se ingresaron en Google Earth para descargar la imagen satelital rectangular en formato .kmz.
- Para generar las curvas de nivel, se utilizó el programa SAS Planet, adjuntando la imagen satelital en el servidor Bing, asignando cotas cada 50 metros.
- Una vez terminado y guardada la imagen, se utilizó el programa ArcGis 10.3 para realizar los siguientes pasos:
  - a. Se generan grillas cuadriculadas cada 200 metros en E y cada 700 metros en N.
  - b. Unidad de medida: UTM.
  - c. Datum: WGS 84.
  - d. Zona 19S.
  - e. Escala: 1/10.000

### 3. Terreno.

Consistió en 12 días de terreno, realizados en 2018-2, 2019-2 y 2020-1, en el que se definieron: litología, alteración, mineralización, tipos de contactos, laboreos mineros (activos e inactivos) e identificación de los cuerpos de turmalina.

Cada cuerpo de turmalina identificado, se le tomó una fotografía junto a una escala y se recolectó una muestra representativa del cuerpo de tamaño de un puño cerrado (aproximadamente de dimensiones de 10 x 10 x 10 cm<sup>3</sup>). Un conjunto de cuerpos de turmalina conforman un sitio, por lo que por cada sitio se recolectó entre 8 a 20 muestras.

Se recolectaron 127 muestras de cuerpos de turmalina. Estas fueron clasificadas según la presencia de minerales económicos, siendo: estéril la que no presenta mineralización de cobre; y mineralizada la que si presenta mineralización de cobre. Aparte de la mineralización, se clasificó según sus características petrográficas: si la muestra sólo se constituye de mineral de turmalina, o está constituido por cuarzo y turmalina o corresponde a un cuerpo brechoso (con clastos de roca de caja).

Para la codificación de estas muestras se utilizo la siguiente nomenclatura: DxSyMz, donde *x* es la fecha (día y mes) que se recolectó la muestra; *y* es el sitio o lugar en donde se encontró la muestra y cada sitio se enumera comenzando desde 1; y *z* es el número de muestra recolectada en ese sitio. Un sitio puede comprender un cuerpo de turmalina o puede ser un conjunto de cuerpos de turmalinas. Cada muestra se guarda con su respectiva bolsa. Todos los datos de las muestras se registraron en una tabla Excel.

#### 4. Gabinete.

Se realizó una descripción macroscópica y microscópica de las muestras representativas obtenidas en terreno, detallando la presencia de minerales presentes ya sea minerales económicos o de alteración. Además, se realizó una descripción macroscópica más detallada utilizando una lupa binocular de marca Motic, modelo SMZ-171 de la Universidad de Atacama, utilizando una mina de grafito de grosor de 0,5 mm como escala de referencia para las fotografías,

detallando la morfología y hábito de los cristales de turmalina, así como también las relaciones de corte.

Para la descripción microscópica se utilizó un microscopio marca Motic, donde se describió 12 cortes transparentes de las muestras más representativas de cada cuerpo de turmalina. Se definió: texturas y hábitos de los cristales de turmalinas y de los minerales que la acompañan, tamaño de cristales, alteraciones presentes y relaciones de corte (ver figura 14).



Figura 14: Lupa binocular marca Motic, diseño SMZ-171 (izquierda) y Microscopio marca Motic (derecha)

Para el análisis geoquímico se utilizó el equipo S1 Titan XRF-Bruker que está diseñado para analizar diferentes materiales o muestras a través de fluorescencia de rayos x. Analiza hasta 45 elementos, desde óxidos hasta elementos trazas, pero no reconoce todos los elementos, como por ejemplo, el sodio (ver figura 15).



Figura 15: Equipo S1 Titan XRF-Bruker

Para realizar el análisis de las muestras, se procede a armar el equipo sobre una superficie plana estable. Una vez armado, se procede a analizar las muestras. Estas deben tener, al menos, una cara plana para que el análisis sea correcto y confiable. Este equipo se configuró con la opción de análisis predeterminado, en donde, demora 30 segundos para la detección de elementos livianos y 30 segundos para la detección de elementos pesados. Para cada muestra se realizó 1 análisis (ver anexo).

Los datos geoquímicos que entrega el equipo es en formato .pdf. Todos estos datos obtenidos se guardan en un documento Excel para proceder a realizar todos los cálculos necesarios.

## **CAPÍTULO 4: RESULTADOS**

### 4.1. Unidades intrusivas

En el área de estudio se definieron unidades intrusivas y hipoabisales informales, las cuales corresponden a: granodiorita porfídica de hornblenda, cuarzo-diorita porfídica y tonalita leucocrática, microdiorita porfídica, microsienita porfídica, micromonzogranito porfídico y microtonalita equigranular.

#### 4.1.1 Unidad de microdiorita porfídica.

La unidad presenta una distribución de aproximadamente de 2 km<sup>2</sup> y está principalmente ubicada al este del área de estudio, entre las coordenadas 398000-399400 E; 6944500-6947250 N (ver figura 16). Corresponde a una roca ígnea hipabisal con textura holocristalina, fanerítica y porfídica. Los fenocristales de plagioclasa corresponden a un 37% dentro de una matriz microcristalina constituida por minerales máficos que corresponde al 63% y está compuesta por plagioclasas (41%), biotitas (25%), hornblenda (32%) y minerales opacos (2%).

Esta unidad es intruída por las unidades de microtonalita, micromonzogranito y turmalina masiva. A su vez se encuentra en contacto por intrusión con las unidades de cuarzo-diorita porfídica, tonalita leucocrática y granodiorita porfídica de hornblenda. Esta unidad infrayace mediante no conformidad a la unidad de gravas polimícticas pardas-grisáceas.



Figura 16: Fotografía de microdiorita porfídica

#### 4.1.2. Unidad de granodiorita porfídica de hornblenda

La unidad representa un área de alrededor de 5 km<sup>2</sup> y se distribuye al oeste del área de estudio, abarcando gran parte del sector (ver figura 17).

Roca ígnea intrusiva que presenta textura holocristalina y fanerítica. Tiene una composición mineralógica constituida por plagioclasa (50%), cuarzo (25%), feldespato alcalino (10%) y hornblenda (15%). Por otra parte, los cristales de hornblenda tienen un tamaño mayor a 2 mm por lo cual se consideran como fenocristales dentro de una masa fundamental de menor tamaño.

Esta unidad se encuentra en contacto por intrusión con las unidades de microdiorita porfídica y cuarzo-diorita porfídica, es intruída por la unidad de microtonalita equigranular, turmalina masiva, cuarzo-turmalina, brecha de turmalina no mineralizada y brecha de turmalina mineralizada. La unidad infrayace mediante no conformidad a las unidades de gravas polimícticas rojizas, unidad de gravas polimícticas

pardas, gravas polimícticas pardas-grisáceas y a la unidad de gravas y bloques polimícticos.



Figura 17: Fotografía del cuerpo de granodiorita porfídica de hornblenda.

#### 4.1.3. Unidad de tonalita leucocrática

La unidad posee aproximadamente un área de 0.40 km<sup>2</sup> y se distribuye al este del área de estudio entre las coordenadas (6945500 – 6946250) N y (398500 – 398000) E (ver figura 18).

Corresponde a una roca ígnea intrusiva con textura holocristalina, fanerítica y equigranular. Está compuesta mineralógicamente por cuarzo (20%), plagioclasa (75%) y minerales máficos (biotita 5%).

Esta unidad se encuentra en contacto por intrusión con las unidades de cuarzo-diorita porfídica, granodiorita porfídica de hornblenda y microdiorita porfídica. Por último, esta unidad infrayace mediante no conformidad a las gravas y bloques polimícticos y a las gravas polimícticas pardas-grisáceas.



Figura 18: Fotografía de la tonalita leucocrática.

#### 4.1.4. Unidad de cuarzo-diorita porfídica

La unidad se distribuye al centro - SW del área de estudio ubicada entre las coordenadas (6945500 – 6946250) N y (39800 – 398500) E con un área aproximada de 0.20 km<sup>2</sup> (ver figura 19).

Roca ígnea intrusiva con textura holocristalina, fanerítica y porfídica. Está compuesta mineralógicamente por plagioclasa (70%), minerales máficos (hornblenda

15%) y cuarzo (15%). Se observan fenocristales de plagioclasa dentro de una matriz microcristalina.

Esta unidad se encuentra en contacto por intrusión con las unidades de tonalita leucocrática, granodiorita porfídica de hornblenda y microdiorita porfídica. Esta unidad infrayace mediante no conformidad con las gravas polimícticas pardas-grisácea y con las gravas y bloques polimícticos.



Figura 19: Fotografía del cuerpo intrusivo cuarzo-diorita porfídica.

#### 4.1.5. Unidad de microsienita porfídica

La unidad se encuentra restringida a la parte SE del área de estudio, con una superficie aproximada de  $0.1\text{km}^2$ , entre las coordenadas (397850-398200) E; (6945750-6946000) N (ver figura 20).

Corresponde a una roca ígnea hipabisal con textura holocristalina, fanerítica y porfídica y presenta una masa fundamental de textura microequigranular. Mineralógicamente se compone de cuarzo (20%), plagioclasa (20%), feldespato alcalino

(50%) y hornblenda (10%). Microscópicamente, se observa una masa fundamental (75%), la cual se compone por un agregado de microlitos de plagioclasa subhedrales con maclas polisintéticas y en algunos casos con alteración sericítica y albítica leve y cuarzo anhedral. Dentro del 25% de los fenocristales se encuentran plagioclasas con maclas polisintética y cristales de hornblenda con alteración leve a epidota con un tamaño aproximado de 1,5-2 mm. Finalmente dentro de la sección transparente se presenta en menor porcentaje minerales accesorios tales como apatito y esfeno. Esta unidad intruye a la unidad de microdiorita porfídica (ver figura 21).



Figura 20: Fotografía de muestra de mano del cuerpo de microsienita porfídica.

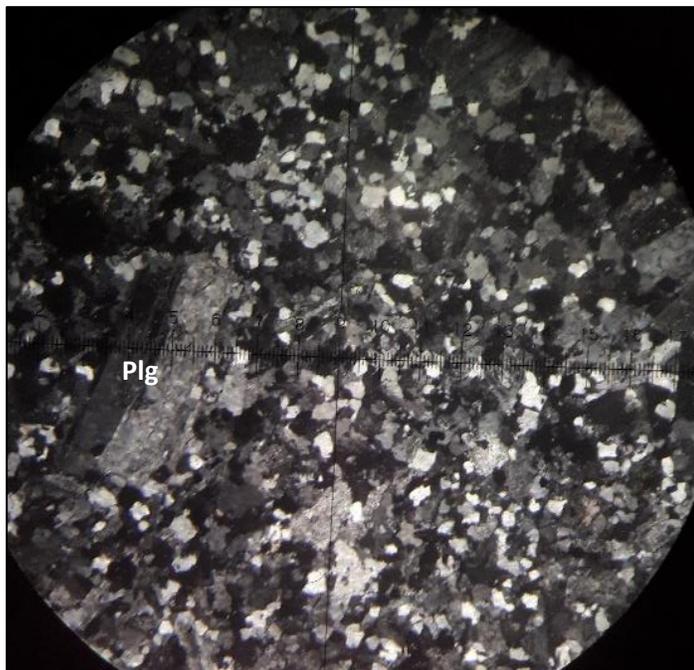


Figura 21: Imagen al microscopio en nicoles cruzados con 40X de aumento. Al lado izquierdo se observa un fenocristal correspondiente a una plagioclasa con maclas polisintéticas.

#### 4.1.6. Unidad de micromonzograno porfídico

La unidad se encuentra ubicada entre las coordenadas (6944800-6945250) N; (399100-399250) E, abarcando un pequeño sector al SE del área de estudio (ver figura 22).

Esta unidad está formada por una roca hipabisal con textura fanerítica y porfídica cuya masa fundamental presenta textura equigranular. Está constituida mineralógicamente por cuarzo (25%), plagioclasa (44%), feldespato alcalino (30%) y minerales máficos (1%). Microscópicamente se observa un 80% de masa fundamental compuesta por plagioclasa subhedrales con maclas polisintéticas con alteración leve a sericita. Además, se presenta cuarzo anhedral y feldespato alcalino subhedral con pertitas. El 20% restante de la roca corresponde a fenocristales de plagioclasa de tamaño 0,8 a 1,5 mm con maclas polisintéticas. La unidad intruye a la unidad de microdiorita porfídica.



Figura 22: Fotografía del cuerpo hipabisal micromonzonita porfídico

#### 4.1.7. Unidad de microtonalita equigranular

La unidad se encuentra distribuida en una franja NE - SW del área de estudio, con una superficie que varía entre  $0.1\text{km}^2$  y  $800\text{m}^2$  (ver figura 23).

Consiste en una roca ígnea hipabisal, con textura holocristalina, fanerítica y microequigranular. Compuesta mineralógicamente por cuarzo (24%), plagioclasa (75%) y minerales máficos representado por biotita (1%). Esta unidad intruye a la unidad de granodiorita porfídica de hornblenda y a la unidad microdiorita porfídica.



Figura 23: Fotografía del cuerpo hipabisal microtonalita equigranular

#### 4.2. Unidades sedimentarias.

En el área de estudio se definieron 4 unidades sedimentarias informales, según la composición y grado de esfericidad de los clastos, nivel de consolidación y color de la matriz. Estas unidades corresponden a gravas polimícticas rojizas, gravas polimícticas pardas, gravas polimícticas pardas-grisáceas y depósitos de gravas y bloques polimícticos.

##### 4.2.1. Unidad de gravas polimícticas rojizas

Esta unidad se encuentra depositada mayoritariamente en la parte W del área de estudio.

Corresponden a depósitos de gravas mal consolidadas con matriz limo – arenosa de color rojizo con una mala selección. Los clastos son polimícticos, subredondeados y están compuestos por rocas de las unidades antes descritas como granodioritas, tonalitas y en algunos casos se encuentran clastos andesíticos (ver figura 24).

Esta unidad sobreyace mediante no conformidad principalmente a la unidad de granodiorita porfídica de hornblenda. De acuerdo con su litología, distribución espacial, relaciones de contacto y ubicación se pueden correlacionar con las Gravas de Atacama definidas por Mortimer (1973), a las cuales se les asigna una edad Mioceno medio, específicamente 15 y 12 Ma (Clark et al., 1967; Cornejo et al., 1993).



Figura 24: Fotografía de la unidad gravas polimícticas rojizas donde se puede observar los diferentes tipos de clastos y pequeñas raicillas.

#### 4.2.2. Unidad de gravas polimícticas pardas

Esta unidad se encuentra al este del área de estudio, concentradas en un área de 0.04 km<sup>2</sup> aproximadamente.

Corresponden a depósitos de gravas mal consolidadas con matriz limo – arenosa de color pardo y de mala selección. Los clastos son polimícticos, subredondeados y con

alta esfericidad, compuestos por rocas de las unidades antes descritas como granodioritas, tonalitas y en algunos casos se encuentran clastos andesíticos y riolíticos (ver figura 25).

Esta unidad sobreyace mediante no conformidad a la unidad de microdiorita porfídica y a la unidad de granodiorita porfídica de hornblenda. Dado que estos depósitos rellenan quebradas aún activas se puede correlacionar con los depósitos fluviales descritos en la Carta Los Loros, los cuales poseen una edad cuaternaria (Clark et al., 1967; Cornejo et al., 1993).



Figura 25: Fotografía donde se observa las características de las gravas polimícticas pardas

#### 4.2.3. Unidad de gravas polimícticas pardas-grisáceas

Esta unidad se distribuye al SE del área de estudio principalmente relleno de quebradas entre las coordenadas (6945000-6945750) N; (398400-398900) E.

Consisten en depósitos de gravas mal consolidadas con matriz limo – arenosa de color parda-grisácea y de mala selección. Los clastos son polimícticos, angulosos y con baja esfericidad, compuestos por rocas de las unidades antes descritas como granodioritas, tonalitas y en algunos casos se encuentran clastos andesíticos. Presenta niveles de yeso que se intercalan en las arenas (ver figura 26).

Esta unidad sobreyace mediante no conformidad erosiva con la unidad de granodiorita porfídica de hornblenda. Dado que aún se encuentran activos y rellenando las quebradas en el área de estudio, se pueden relacionar con los depósitos aluviales descritos en la Carta Los Loros, los cuales poseen una edad cuaternaria (Clark et al., 1967; Cornejo et al., 1993).



Figura 26: Fotografía de las gravas polimícticas pardas-grisáceas.

#### 4.2.4. Unidad de depósitos de gravas y bloques polimícticos

Esta unidad se encuentra principalmente rellenando la quebrada principal. Corresponden a depósitos mal consolidados en los cuales se pueden reconocer distintas sucesiones con potencias de algunos centímetros a decimétricos y que en conjunto no

sobrepasan los 2 m de potencia total. Suelen presentar matriz limo-arenosa de grano medio – grueso. Los clastos están mal seleccionados, varían de subangulosos a subredondeados y poseen de baja a alta esfericidad, su tamaño va desde guijarro a canto y su composición es polimíctica relativa a los cuerpos intrusivos que hay en la zona (cuarzo-dioritas y tonalitas principalmente). Presentan delgados niveles de yeso y de raíces.

Esta unidad sobreyace mediante no conformidad a las unidades que las sobreyace. Dado que aún se encuentran activos en la quebrada principal es que se pueden correlacionar con los depósitos aluviales y fluviales descritos en la Carta Los Loros, los cuales poseen una edad cuaternaria (Clark et al., 1967; Cornejo et al., 1993).



Figura 27:Fotografía de los depósitos de gravas y bloques polimícticos.

### 4.3 Unidades hidrotermales

A continuación se muestra la distribución espacial de las brechas de turmalina (mineralizadas y estériles), cuerpos de cuarzo-turmalina y cuerpos de turmalina masiva en el área “Distrito el Maray” (ver figura 28).

En esta área de estudio se describió 9 cuerpos de brecha hidrotermal de turmalinas, de los cuales 6 poseen mineralización de cobre asociada y los otros 3 no poseen mineralización y de las 6 brechas, 2 de ellas se encuentran actualmente en actividad minera; 8 cuerpos de cuarzo-turmalina y 4 cuerpos de turmalina masiva.

Los cuerpos de turmalinas estudiados poseen una orientación general SW-NE, predominando en el sector SW los cuerpos de turmalinas con mineralización importante de cobre (laboreos mineros activos e inactivos). A continuación se describe detalladamente las unidades hidrotermales:

#### 4.3.1 Cuerpos de cuarzo-turmalina

Estos tipos de cuerpos están compuestos por cristales de turmalina y cuarzo y no presentan minerales de importancia económica. La mayoría de estos cuerpos se presentan parcialmente meteorizados (ver figura 29 y 30), lo cual se evidencia por una alteración supérgena de intensidad leve-moderada y que corresponde a sulfatos e hidróxidos de Fe tales como la jarosita y goethita. También se pueden encontrar vetas de cuarzo-turmalina con presencia de alteración supérgena de intensidad leve-moderada (jarosita y goethita). Estos cuerpos afloran cortando a las unidades de granodiorita porfídica de hornblenda y a la unidad microdiorita porfídica.

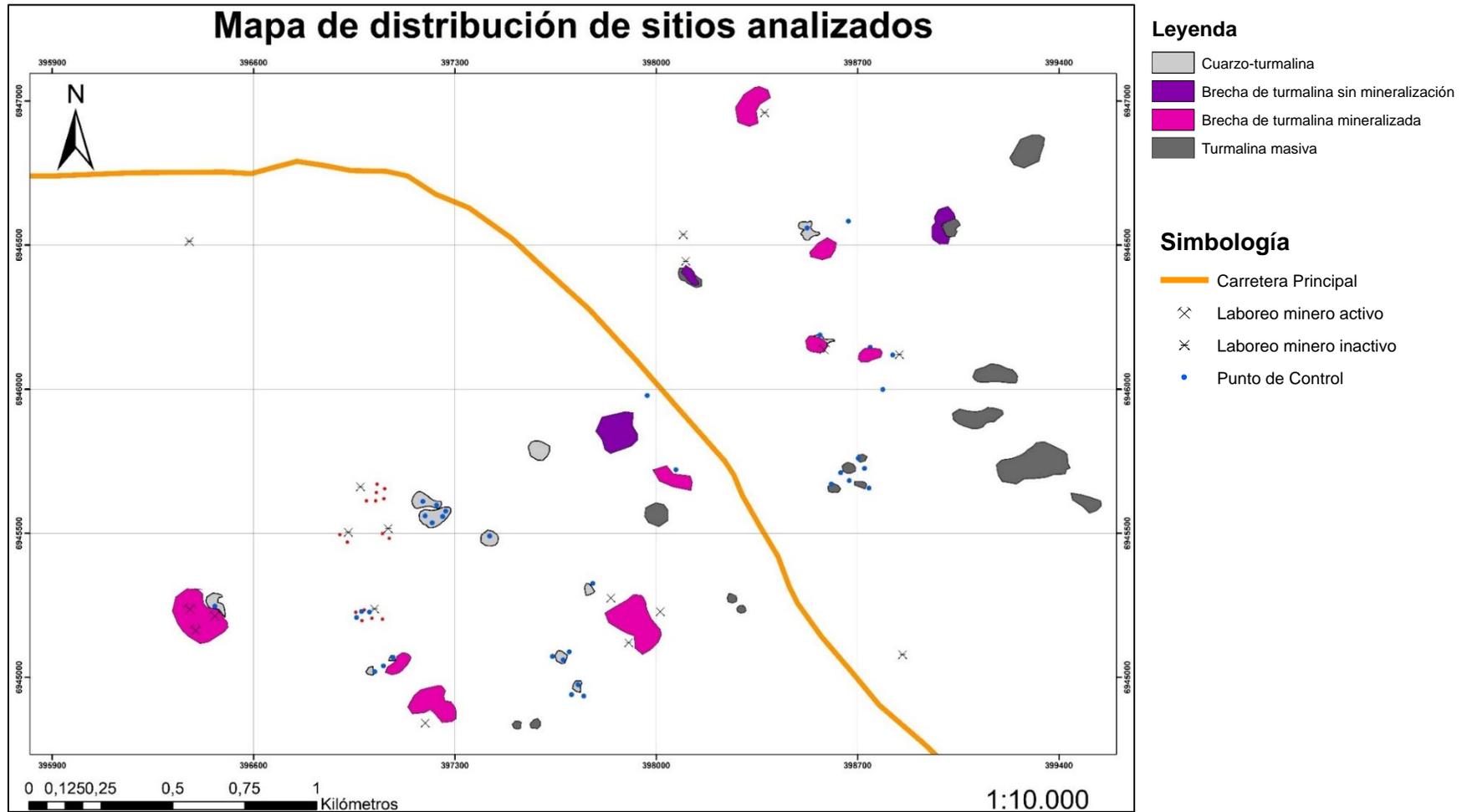


Figura 28: Mapa de distribución espacial de las unidades hidrotermales estudiadas.

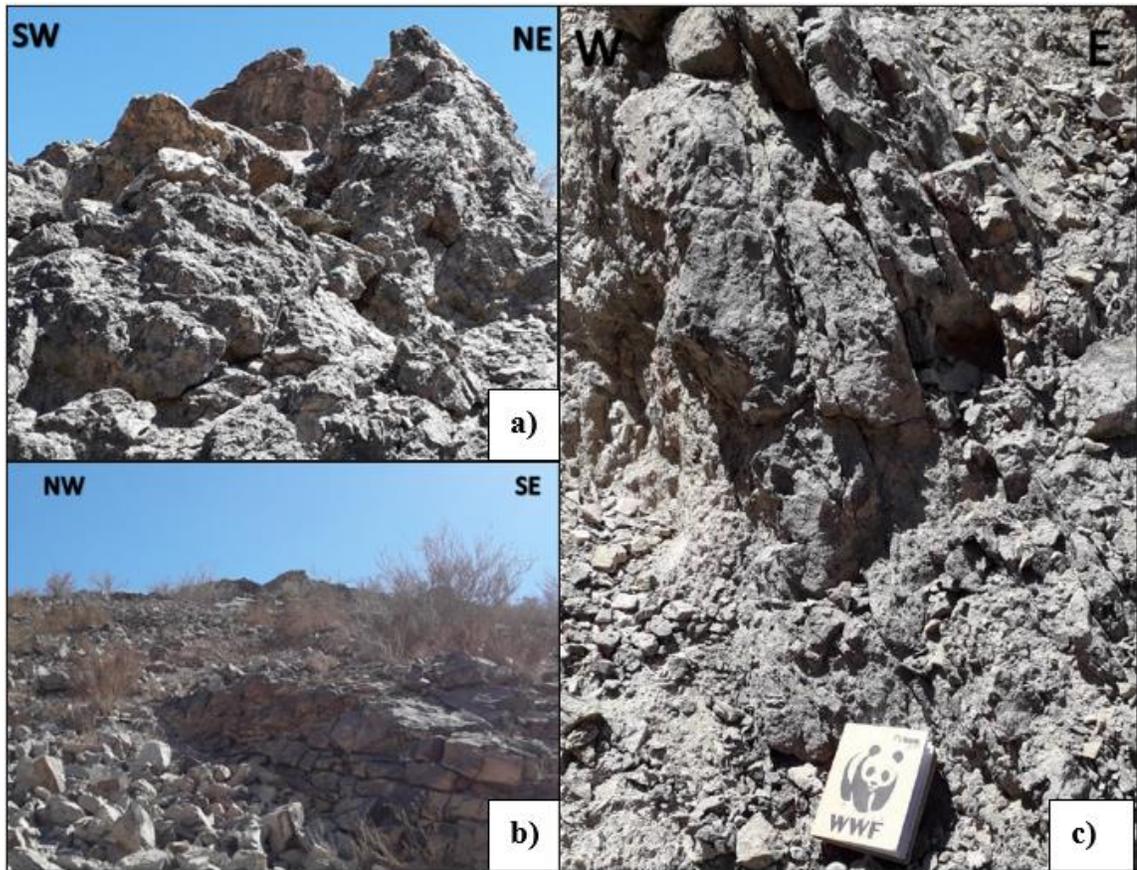


Figura 29: Fotografías de los afloramientos de los cuerpos de cuarzo-turmalina estériles. a) Cuerpo ubicado en las coordenadas 6946116 N- 398770 E. b) Veta de cuarzo-turmalina de orientación N35E/80S en las coordenadas 6945615 N - 398721 E. c) Cuerpo ubicado en las coordenadas 6946121 N - 398817 E afectado por alteración supérgena de intensidad leve-moderado la cual corresponde a jarosita y alteración vuggy sílica reflejada por la presencia de oquedades en cuarzo secundario.

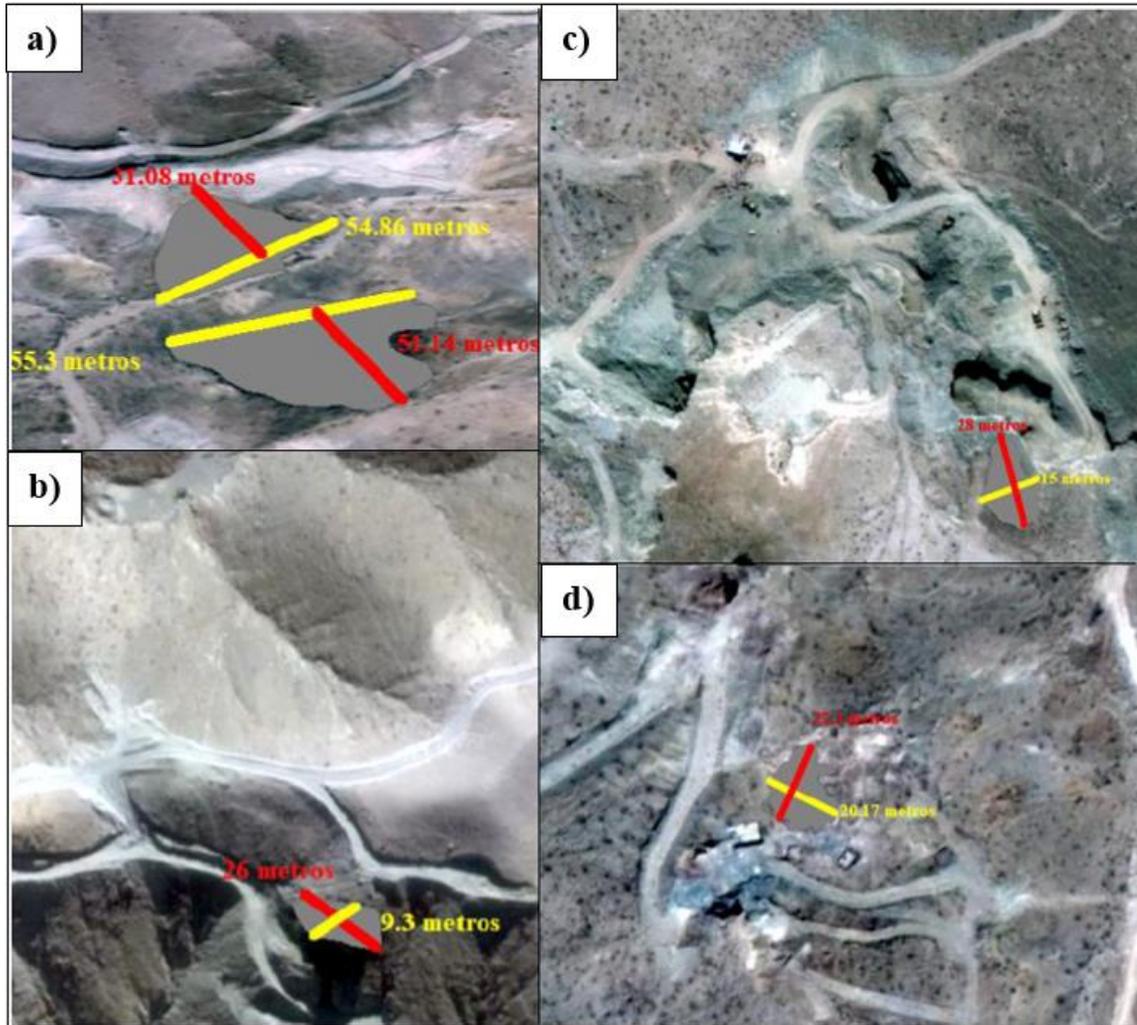


Figura 30: Dimensiones de los cuerpos de cuarzo-turmalina. a) Cuerpo de cuarzo-turmalina sin mineralización que se ubica en la parte SW del área de estudio de 55 metros de longitud máxima. b) Cuerpo de turmalina de forma cónica de 26 metros de longitud máxima junto a brecha de turmalina con mineralización c) Cuerpo de cuarzo-turmalina sin mineralización ubicado en cercanías de labores mineras abandonadas, cuya longitud maxima es de 28 metros. d) Cuerpo de cuarzo-turmalina junto a brecha de turmalina con mineralización. Su longitud máxima es de 20 metros.

#### 4.3.1.1 Descripción mineralógica

Desde el punto de vista macroscópico, esta unidad está compuesta por cristales de turmalina de tamaño 1,5 cm x 1 cm de hábito prismático (ver figura 31a, 31b, 31d) y de hábito fibroso o radial (ver fotografía 31e y 31f), los cuales se encuentran inmersos en una masa fina de cuarzo-turmalina acompañada de una alteración supérgena de intensidad leve-moderada evidenciado por la presencia de jarosita y goethita (ver figura 31).

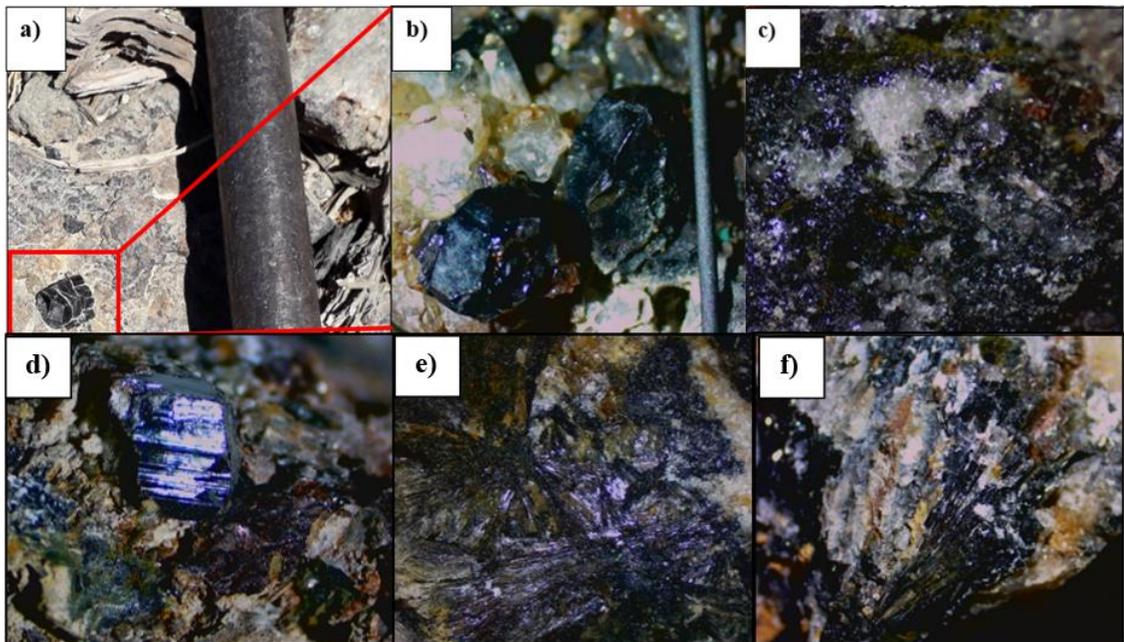


Figura 31: Fotografía de cuerpo de cuarzo-turmalina estéril ubicada en las coordenadas 6946116N – 398770E. a) y b) Masa compuesta de cristales subhedrales de cuarzo y cristales subhedrales – euhedrales de turmalina cuyos tamaños varían entre 0,1 cm a 0,3 cm y entre 1 cm a 2,5 cm, respectivamente. c) Cristales anhedrales de turmalina junto a cristales anhedrales de cuarzo acompañada por alteración supérgena. d) Cristal euhedral de turmalina de hábito prismático que sobresale de una masa de turmalina – cuarzo de dimensiones de 1 cm x 1cm. e) y f) Cristal de turmalina con hábito fibroso o radial.

Desde el punto de vista microscópico, estos cuerpos presentan una textura holocristalina e inequigranular y están compuestos por aproximadamente 60% de cristales de turmalina y un 40% de cristales de cuarzo (ver figura 32a). Los cristales de turmalina se encuentran afectados por una generación secundaria de cuarzo (ver figura 32c) y por la presencia de óxidos de hierro (ver figura 32b). El cuarzo presenta cristales anhedrales que varían entre 0,01mm a 0,5 mm. En cambio, la turmalina presenta cristales equigranulares anhedrales a subhedrales donde el tamaño varía entre 0,1 mm a 0,6 mm y donde el hábito dominante es el prismático (ver figura 32a).

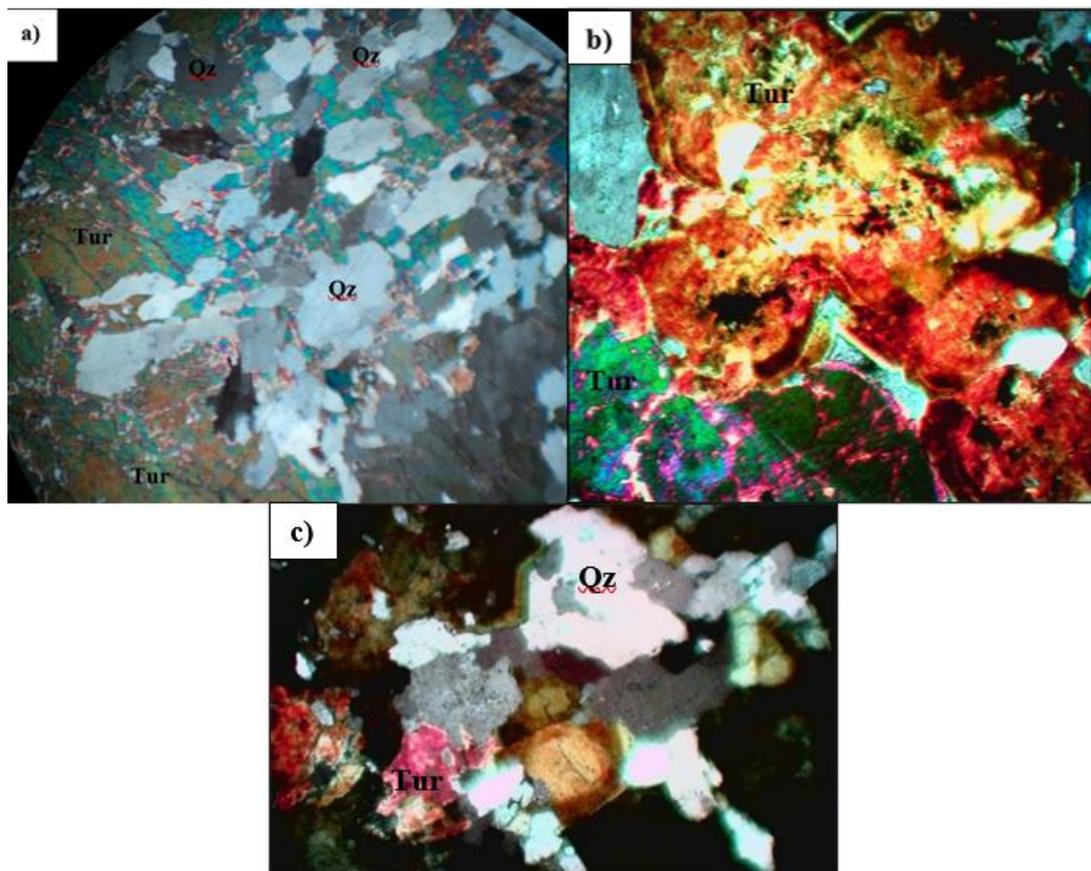


Figura 32: Fotografías bajo microscopio a través del método luz transmitida de tamaño 500  $\mu\text{m}$  x 500  $\mu\text{m}$  con un aumento 5X/0.13 para cuarzo-turmalina. a) Muestra D1810S3M2 en nicoles cruzados, donde los cristales de turmalina son afectados por cristales de cuarzos mas tardíos. b) Muestra D1810S3M1 en nicoles cruzados, donde los cristales de turmalina presentan un hábito prismático y son anhedrales a subhedrales. c) Muestra D1810S3M1 en nicoles cruzados, donde los cristales de turmalina son cortados por vetillas de cuarzo anhedral de 0,2mm de espesor. Además se presentan alteración supérgena.

#### 4.3.2 Cuerpos de turmalina masiva

Corresponde a cuerpos de turmalina conformados exclusivamente por cristales de turmalina sin presencia mineral de interés económico. La mayoría de estos cuerpos se encuentran espacialmente cercanos a cuerpos de brecha de turmalina mineralizada. Los cuerpos de turmalina masiva presentan alteración supérgena leve-moderada correspondiente a jarosita, además de una silificación intensa. Se encuentran en contacto neto con la unidad microdiorita porfídica hacia el NE del área de estudio y con la unidad granodiorita porfídica de hornblenda hacia el SW del área de estudio (ver figura 33).

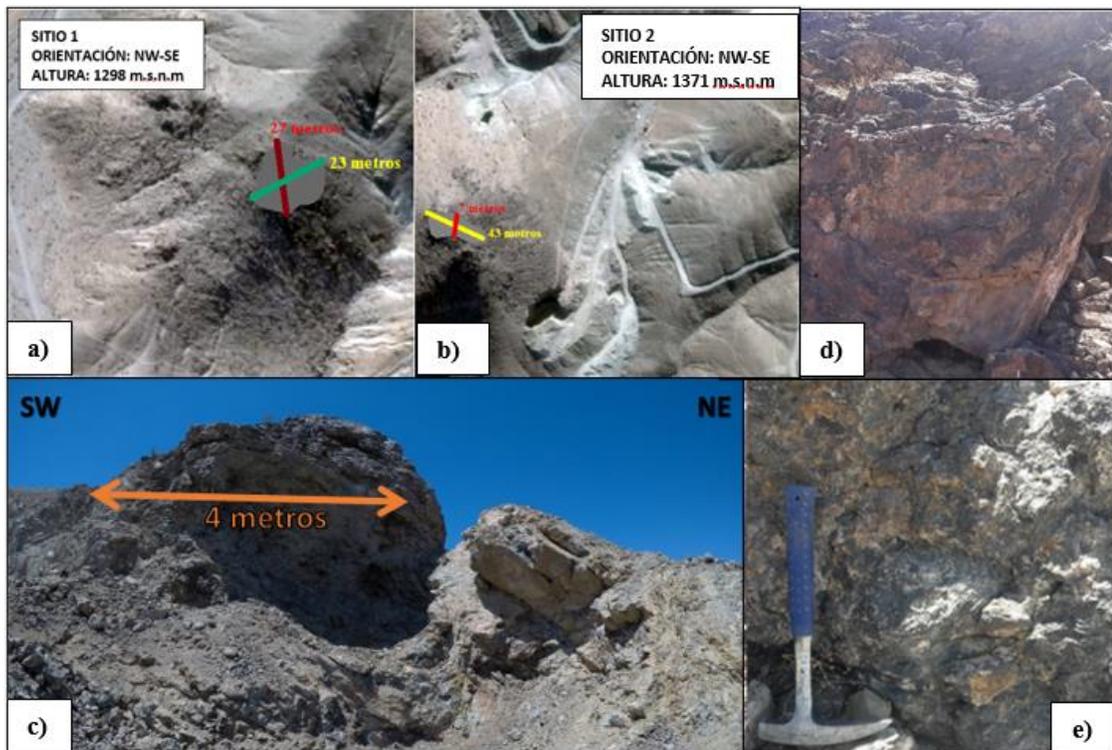


Figura 33: Dimensiones de los cuerpos de turmalina masiva. a) Cuerpo de turmalina de forma cónica que se encuentra por encima de un laboreo minero activo, con una longitud máxima de 43 metros aproximadamente. b) Cuerpo de turmalina masiva sin mineralización, ubicado al NE del área. c) Afloramiento de la muestra D1810S3M1 que se encuentra ubicado por encima de una brecha de turmalina ubicada en las coordenadas 6946484 N - 398571 E que presenta una alteración supérgena leve-moderada correspondiente a jarosita, alteración vuggy sílica y sin mineralización importante de cobre. d) y e) Afloramiento de la muestra D2510S1M1 que se encuentra ubicada en las coordenadas 6945654 N - 398613 E que presenta una alteración supérgena de intensidad leve- moderada (jarosita y goethita) y sin mineralización de interés económico.

#### 4.3.2.1 Descripción mineralógica

Mineralógicamente estos cuerpos están conformados principalmente por turmalina masiva. Estos presentan oquedades que están siendo rellenados por cuarzo secundario y limonitas (ver figura 34)

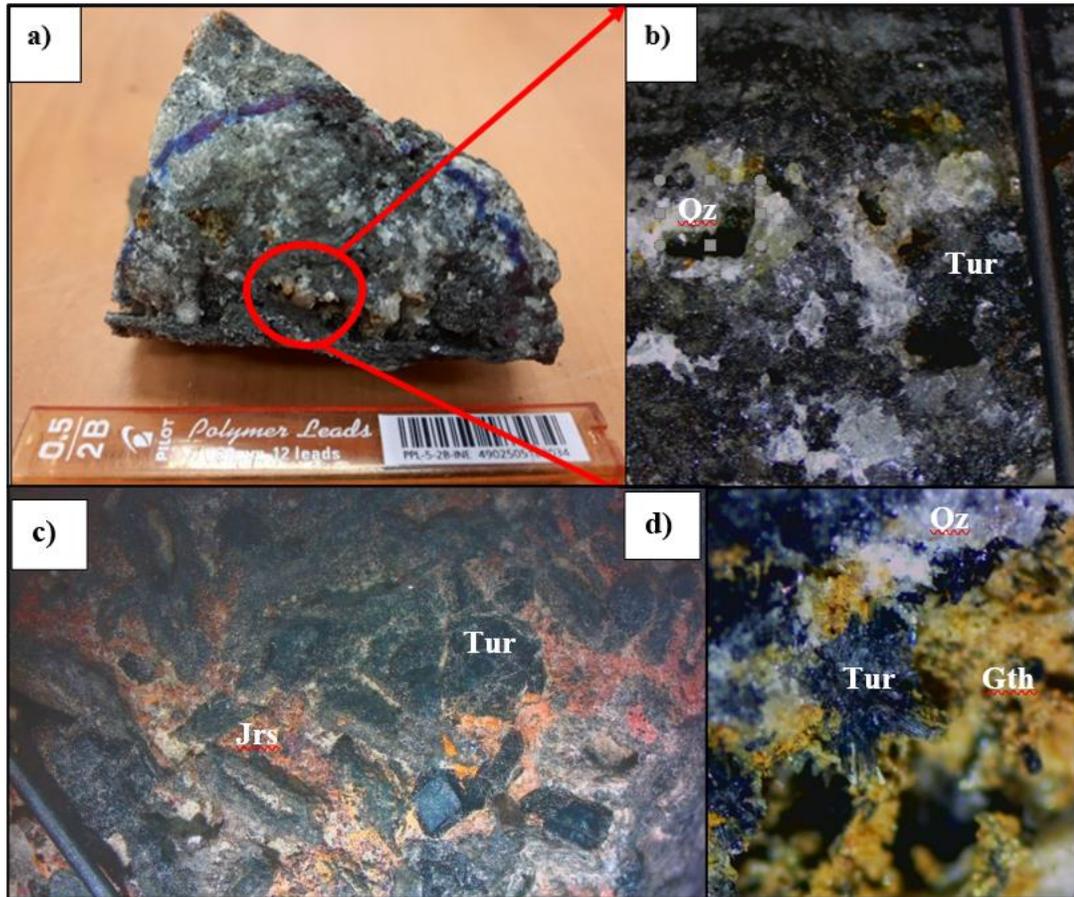


Figura 34: Fotografías de los cuerpos de turmalina masiva. a) Muestra de mano de dimensiones 5 cm x 4 cm. b) Aumento de la muestra de mano donde se puede observar oquedades lo cual está siendo rellenado por cuarzo secundario donde sus cristales subhedrales presentan un hábito tipo drusa y de tamaño 0,5 cm. Presencia de jarosita. c) Muestra de turmalina masiva correspondiente al sitio D2510S2, donde los cristales de turmalina presentan una forma subhedral-euhedral y de hábito prismático inmerso en una masa de turmalina afanítica rojiza debido a la alteración supérgena. Los cristales poseen un tamaño entre 1 a 3 cm y algunos de ellos se encuentran alterados. d) Muestra D1810S2M13 donde los cristales de turmalina presentan un hábito fibroso junto a cristales de cuarzo prismáticos de tamaño 1mm a 3 mm y presencia de jarosita.

Microscópicamente se observa una textura holocristalina e inequigranular, donde los cristales de turmalina representan el 85% del total de cristales presentes y el 15% restante corresponde a cristales de cuarzo. Los cristales de turmalina presentan un hábito fibroso, anhedral a subhedral y su tamaño varía entre 0,01 a 0,3 mm de largo (ver figura 35a, 35b y 35c), mientras que los cristales de cuarzo se presentan con textura equigranular y anhedrales y su tamaño varía entre 0,5 a 0,8 mm (ver figura 35d).

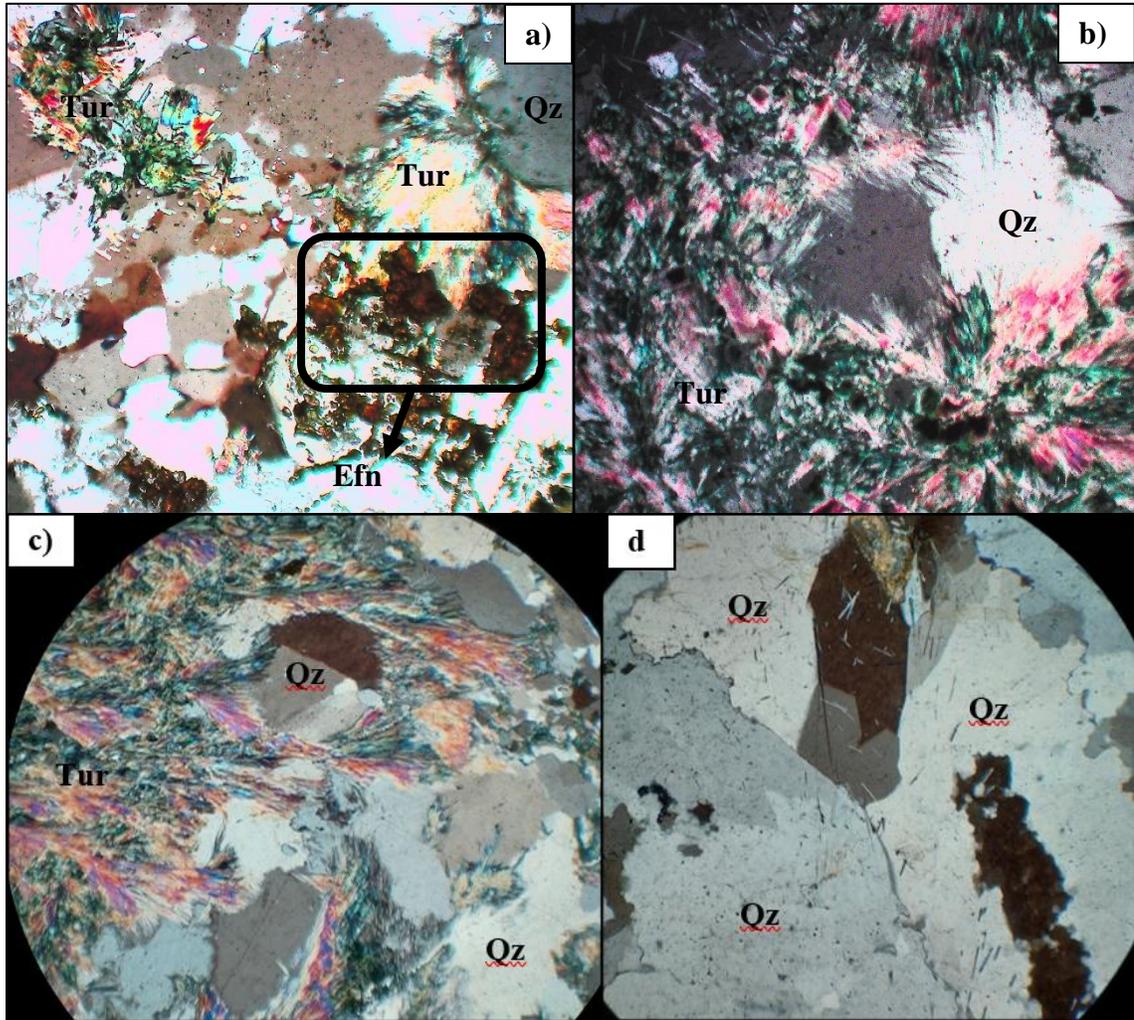


Figura 35: Fotografías bajo microscopio de las muestras de los cuerpos de turmalina masiva, a través del método luz transmitida de tamaño 500  $\mu\text{m}$  x 500  $\mu\text{m}$  con un aumento 5x/0.13. a) Cristales de turmalina de hábito fibroso. Hacia la izquierda se presentan cristales de turmalina con caras cristalinas más desarrolladas (subhedralas) y mientras que hacia la derecha se presentan cristales de turmalina con las caras cristalinas muy poco desarrolladas (anhedralas). Además se presenta un cristal de esfeno. b) Cristales de turmalina de hábito fibroso junto a cristales anhedralas de cuarzo. c) Cristales de turmalinas de hábito fibroso junto a cristales de cuarzo anhedralas cuyo tamaño varía entre 0,03 a 0,05 mm. d) Punto triple de cristales de cuarzo que evidencian un crecimiento posterior.

#### 4.3.3 Cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada

Corresponde a una brecha de turmalina clasto-soportada sin mineralización, que se encuentra en contacto con la unidad granodiorita porfídica de hornblenda. Sus clastos varían de angulosos a subangulosos y poseen tamaños que varían de 5 cm a 20 cm, cuya composición corresponde a granodiorita (ver figura 36). Estos clastos se encuentran fuertemente argilizados. Además esta unidad presenta alteración supérgena moderada (jarosita) y vetillas de yeso de 0,5 a 1 cm de espesor.



Figura 36: Fotografía de Brecha de turmalina no mineralizada.

#### 4.3.3.1 Descripción mineralógica

Macroscópicamente corresponde a una brecha monomítica donde su matriz está compuesta por turmalina y cuarzo (no se aprecia hábito definido) y sus clastos son de color blanco, de mala selección y cuya composición corresponde a granodiorita (ver figura 37a). Éstos se encuentran fuertemente argilizados, silificados y con alteración supérgena leve-moderada debido a la presencia de goethita y jarosita (ver figura 37b, 37c y 37d).

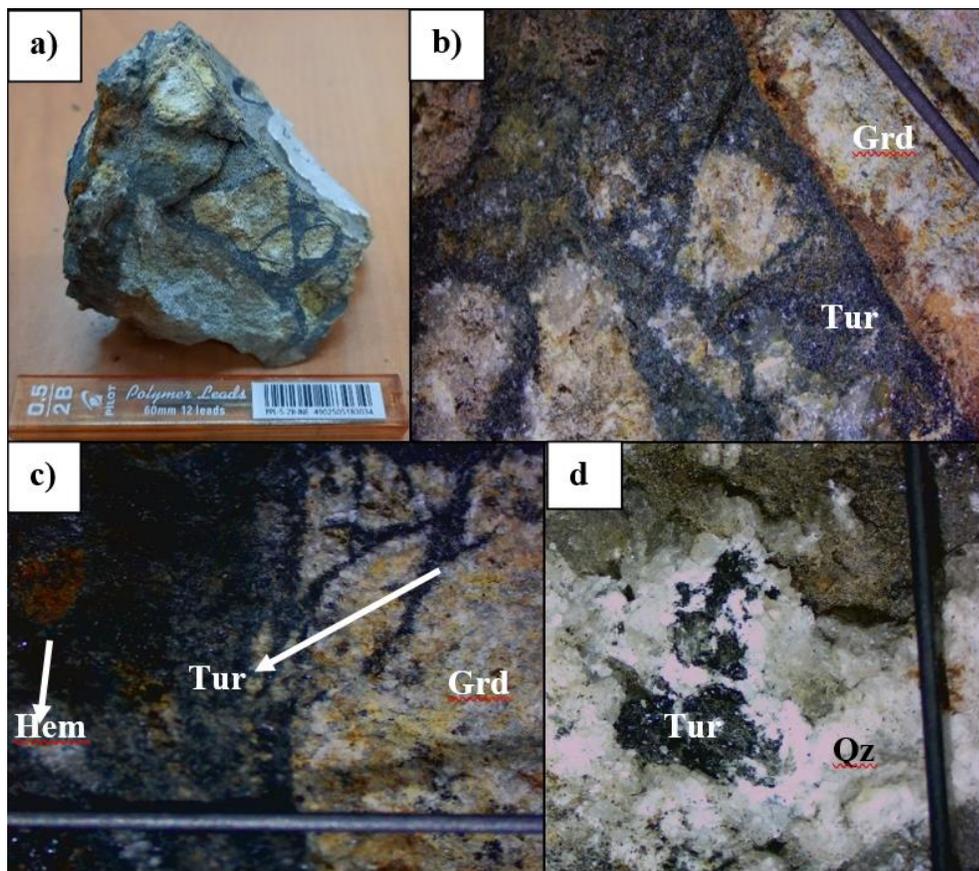


Figura 37: Fotografías de brecha de turmalina no mineralizada. a) Muestra de mano de 4 cm x 6 cm (D1810S2M10). b) y c) Aumento de la muestra de mano donde se puede apreciar que los clastos se encuentran argilizados cuyo tamaño varía de 2 a 5 cm de largo, además de la presencia de oxidación supérgena asociada a jarosita y hematita que altera los clastos desde el borde hacia al centro. Presencia de turmalina como vetillas de 1 mm de espesor y diseminada en algunos clastos. d) Muestra D1810S2M18, donde la turmalina se encuentra diseminada dentro de una oquedad de cuarzo secundario de hábito prismático cuyo tamaño de los cristales varían entre 0,5 cm a 1 cm junto a sulfatos de hierro como jarosita.

Microscópicamente, se observa una textura holocristalina e inequigranular, compuesta por cristales de turmalina (65%) y cuarzo (35%). Los cristales de turmalina se presentan mayoritariamente con hábito prismático y en menor porcentaje con hábito fibroso (ver figura 38c) y se encuentran afectados por cristales de cuarzo (ver figura 38a y 38b). Poseen tamaños de aproximadamente 0,1 a 1 mm. En cambio, los cristales de cuarzo son inequigranulares y anhedral, con tamaño que varían entre 0,01 a 1 mm.

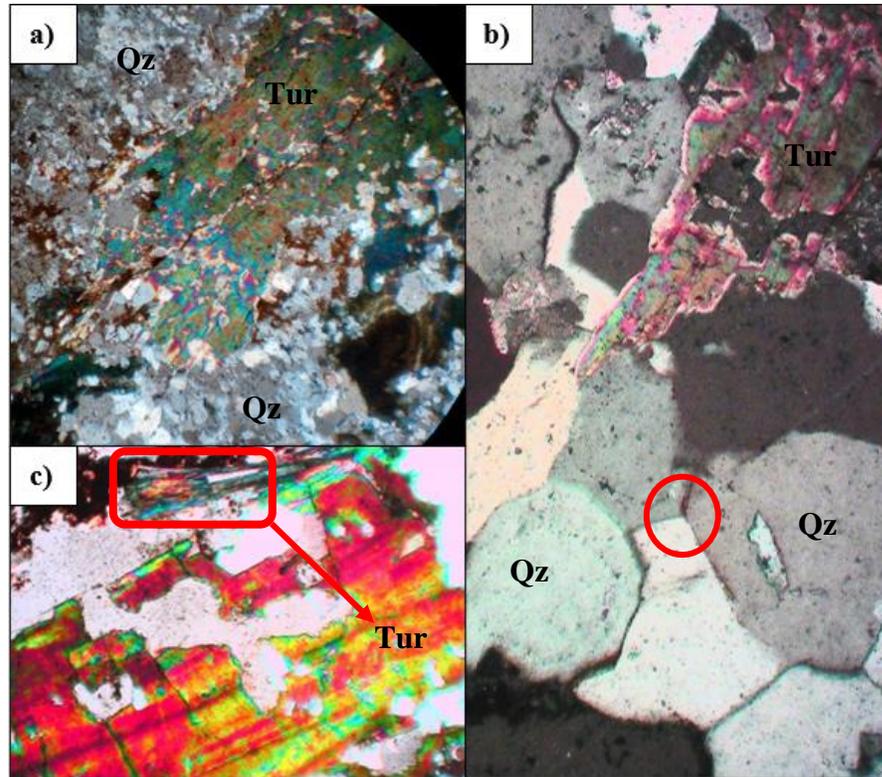


Figura 38: Fotografías de los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada bajo microscopio a través del método luz transmitida de tamaño 500  $\mu\text{m}$  x 500  $\mu\text{m}$  con un aumento de 5x/0.13. a) Muestra D1810S2M26 donde se observa un cristal de turmalina de hábito fibroso y anhedral que se encuentra afectado por cristales de cuarzo inequigranulares y anhedral. b) Muestra D1810S2M26 donde se observa un punto triple (encerrado en rojo) en cristales de cuarzo equigranulares y anhedral junto a un cristal de turmalina de hábito prismático y anhedral. c) Muestra D1810S2M219 donde se observa dos hábitos distintos para el cristal de turmalina: en la parte superior de la fotografía se observa un cristal de turmalina de hábito fibroso y subhedral (encerrado en rojo) y en la parte inferior de la fotografía se observa un cristal de tamaño 1 mm de hábito prismático.

#### 4.3.4 Cuerpos de brecha de turmalina mineralizada

Corresponde a brechas de turmalina clasto-soportada cuyo clastos varían entre angulosos a subanguloso, los cuales poseen tamaños que varían entre 4 a 30 cm (ver figura 39b). Los clastos son de composición granodiorítica y se encuentran intensamente afectados por una alteración argílica y sericítica. Además, estos cuerpos presentan clastos afectados por alteración vuggy sílica (ver figura 39c). Este tipo de brecha presenta importante mineralización de cobre tanto en sus clastos como en su matriz (ver figura 39a, 39b, 40 y 41). Se encuentra en contacto neto con la unidad granodiorita porfídica de hornblenda.

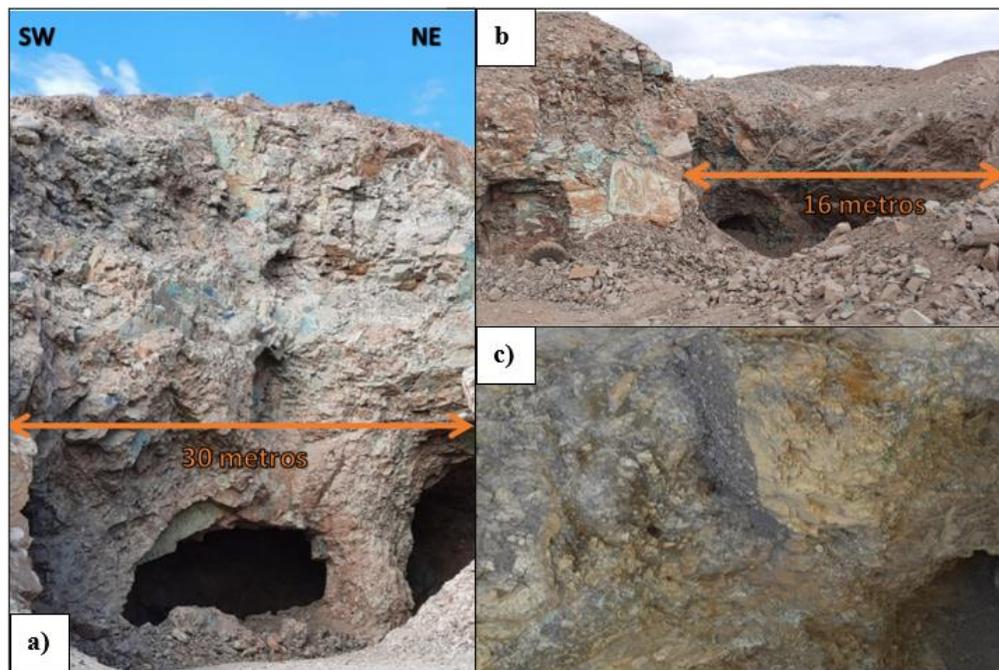


Figura 39: Fotografías de afloramientos de brechas de turmalina mineralizada. a) Brecha ubicada en las coordenadas 6945041 N - 397051 E. Presenta mineralización de cobre en los clastos y en la matriz, la cual se asocia a crisocola en pátina y diseminada, brochantita diseminada y una alteración supérgena intensa que corresponde a goethita y jarosita. b) Laboreo activo dentro de una brecha de turmalina ubicada en las coordenadas 6945251 N - 396446 E. Presenta mineralización de cobre donde la crisocola se presenta como pátina, diseminada y en vetillas, mientras que la brochantita se presenta diseminada y en pátinas y chenevixita en pátinas. Además, está presente una alteración supérgena moderada reflejada por la ocurrencia de jarosita y goetita. c) Laboreo dentro de una brecha actualmente en actividad minera, ubicada en las coordenadas 6946192 N - 398549 E. Presenta mineralización de cobre asociada a crisocola y brochantita. El modo de ocurrencia para la crisocola es en pátina, diseminada y en vetillas, mientras que la brochantita se presenta diseminada.

#### 4.3.4.1 Descripción mineralógica

Estos cuerpos corresponden a brecha monomíticas de turmalina, clasto-soportadas, donde la matriz está compuesta de turmalina masiva y los clastos son de composición granodiorítico. Estos últimos son sub-anguloso a anguloso, con tamaños que varían entre 2 a 5 cm de largo y presentan un típico color blanco debido a la presencia de alteración vuggy sílica y alteración argílica intensa. Además, presenta una alteración supérgena asociada a la goethita que afecta directamente a los clastos (ver figura 40).

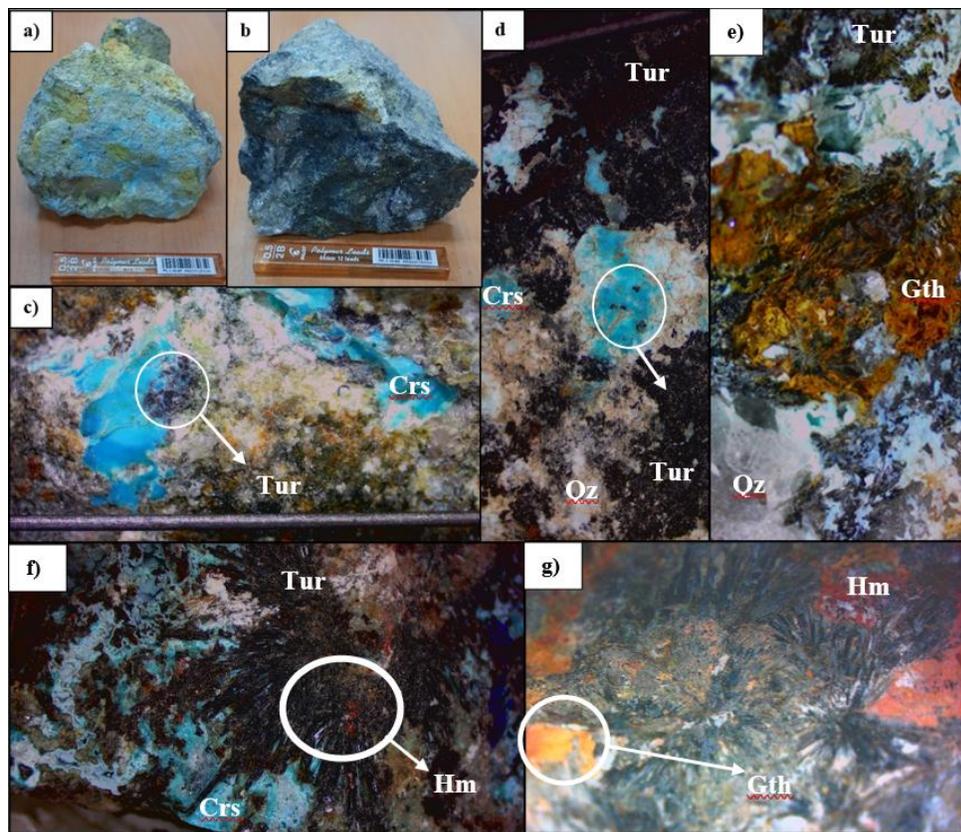


Figura 40: Fotografías de muestras y mineralogía de brecha de turmalina mineralizada. a) y b) Muestra de mano de tamaño 6 cm x 7 cm. Se puede apreciar en a) la mineralización de crisocola en pátinas y en b) los clastos afectados por la alteración vuggy sílica. c) y d) Crisocola relleno de fractura con alteración silíceo y supérgena en matriz y clastos. Además, presenta turmalina diseminada en crisocola. e) Muestra D1810S1M16, cuyos cristales de turmalina presentan hábito acicular o fibroso de 2 mm. Presencia de oquedades producto de una alteración vuggy sílica las cuales se encuentran rellenas por crisocola de hábito botroidal junto con goethita. f) Muestra D2705S9M1 donde se puede observar cristales de turmalina con hábito acicular o fibroso de 5 mm de largo y asociado a crisocola. Además se presenta hematita. g) Muestra D1810S4M3 donde se puede observar cristales de turmalina con hábito acicular o fibroso de 7 mm de largo con alteración supérgena asociado a goethita y hematita.

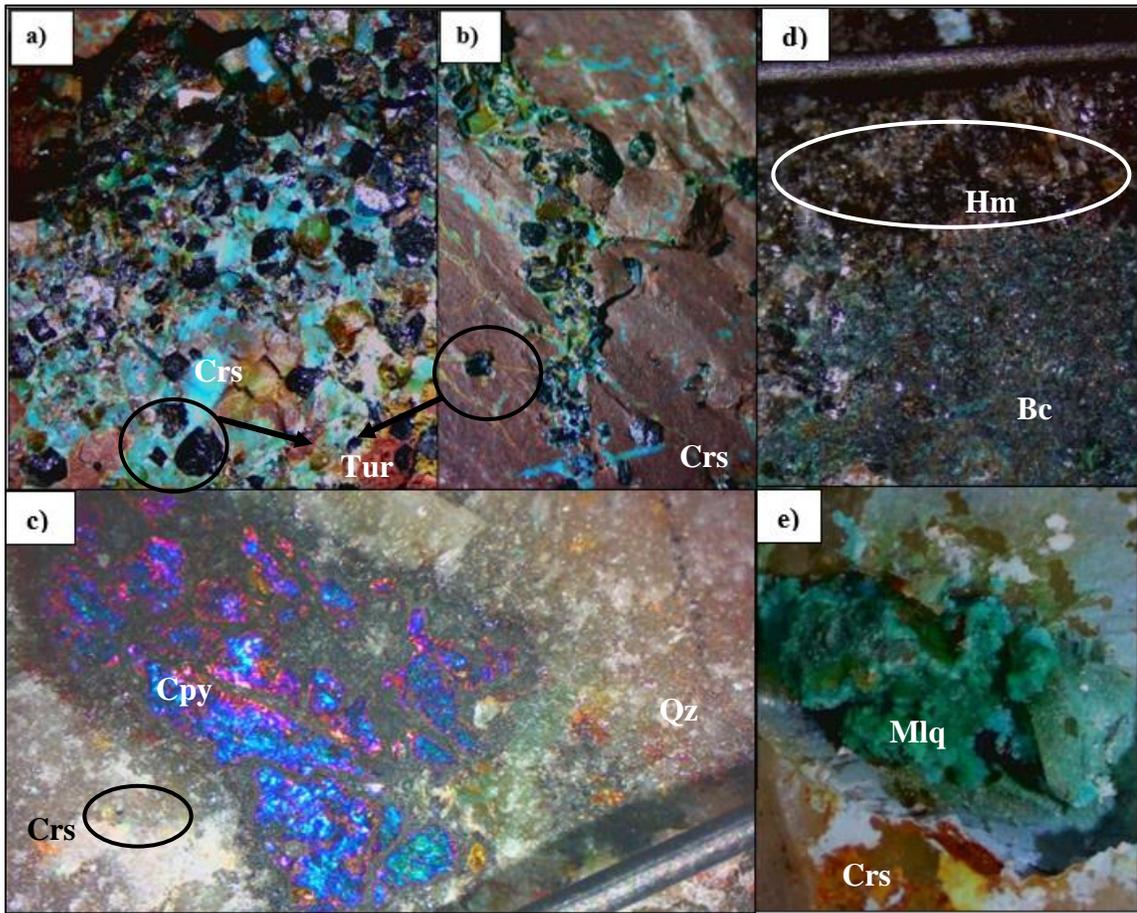


Figura 41: Mineralogía presente en muestra de brecha de turmalina mineralizada. a) Muestra D2705S8M1 donde se observan cristales euhedrales de turmalina de hábito prismático y cristales de cuarzo euhedrales y hábito tipo drusa de tamaño promedio de 5 mm junto a crisocola y cuarzo. b) Muestra D2705S8M1 donde se observan vetillas de 2 a 5 mm de espesor con relleno de crisocola junto con cristales de turmalina de hábito prismático y cuarzo de hábito tipo drusa. c) Mineralización de cobre correspondiente a calcopirita iridiscente junto a crisocola, cuarzo y alteración supérgena leve representada por jarosita. d) Muestra D1810S1M18 donde se aprecia brochantita en pátina junto a especularita (hematita). e) Muestra D1810S1M26 donde se observa malaquita con hábito globular asociada a alteración vuggy sílica. También se presenta pátina de crisocola.

Desde el punto de vista microscópico, se puede observar una textura holocristalina e inequigranular entre los cristales de turmalina y cuarzo. Los cristales de turmalina son inequigranular con un hábito fibroso y forma anhedral a subhedral cuyo tamaño varía entre 0,1 a 1 mm. Los cristales de cuarzo son inequigranular de forma seriada, los cuales varían de 0,01 a 0,2 mm y presentan formas anhedrales. También presenta silificación, donde los cristales de cuarzo presentan puntos triples (ver figura 42).

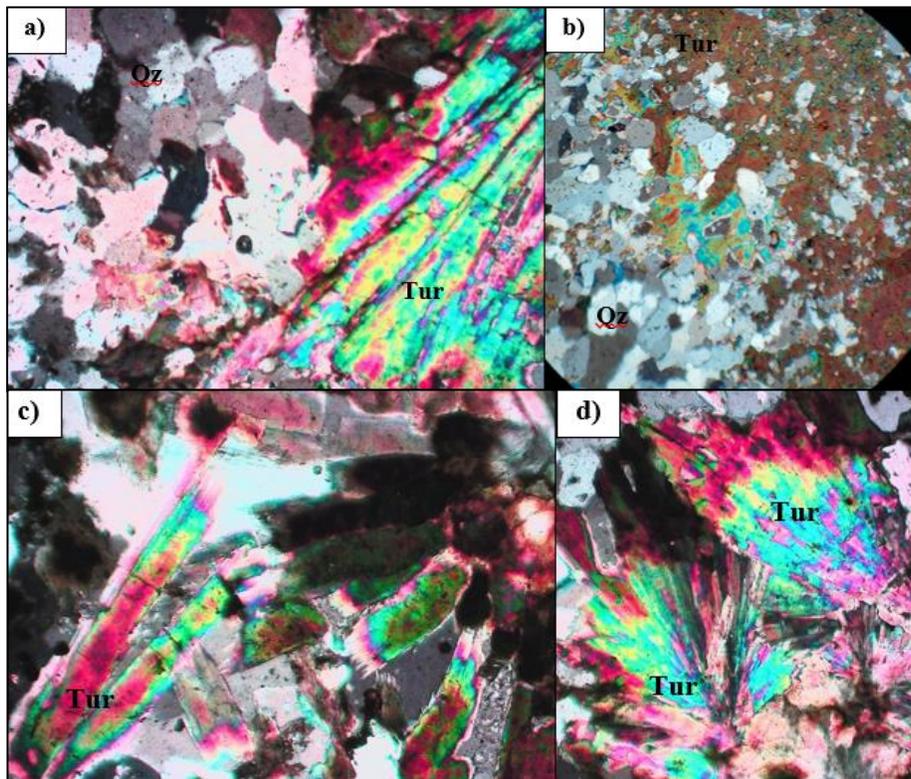


Figura 42: Fotografías bajo microscopio a través del método luz transmitida de tamaño  $500\ \mu\text{m} \times 500\ \mu\text{m}$  con una escala  $5\times/0.13$  para la brecha de turmalina mineralizada. a) Cristal de turmalina de hábito fibroso junto a cristales de cuarzo equigranulares y anhedrales. b) Cristal de turmalina de hábito fibroso que se encuentra afectada por cristales de cuarzo anhedrales de menor tamaño. c) Cristales de turmalina de hábito fibroso y forma subhedral en nicoles cruzados. d) Cristales de turmalinas de hábito fibroso y de forma euhedral en nicoles cruzados.

## **CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA DE LOS CUERPOS DE TURMALINA**

Para presentar los análisis geoquímicos, se definieron códigos específicos de sitio de muestreo para los diferentes cuerpos de turmalina analizados:

- a) Cuerpo de cuarzo - turmalina: D2705S6, D1810S1, D1810S2-1, D1810S1-4, D1810S2-2 y D1810S3.
- b) Cuerpo de turmalina masiva: D1810S2-2, D2705S6, D2705S7, D2705S6-0 y D2705S9.
- c) Cuerpo de brecha de turmalina no mineralizada: D2510S1, D2510S2, D2510S3, D2510S4, D1810S2-5, D1810S1-3a y D2705S9.
- d) Cuerpo de brecha de turmalina mineralizada: D2510S5, D1810S3-1, D2705S9, D2705S8 y D1810S1-3B.

Se realizaron 131 análisis químicos de los cuales, 32 corresponden a cuerpos de cuarzo-turmalina, 36 análisis corresponden a cuerpos de turmalina masiva , 29 análisis corresponden a cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada y 34 análisis corresponden a cuerpos de brecha de turmalina (ver figura 43).

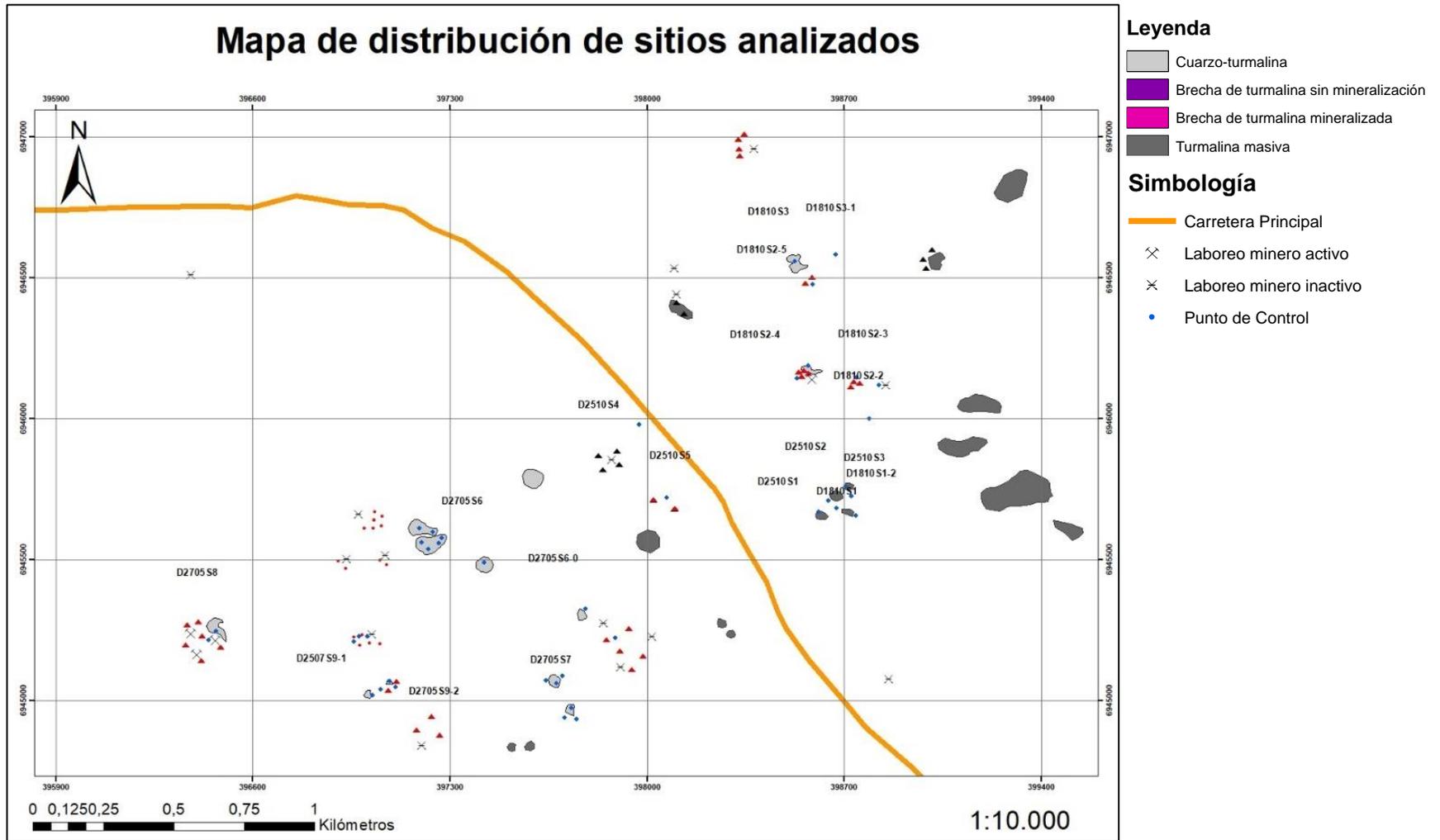


Figura 43: Mapa de distribución de los 18 sitios de muestreos donde se realizaron un total de 131 análisis geoquímicos.

## 5.1 Análisis de óxidos mayores

Los óxidos mayores son aquellos que predominan en los análisis de química de roca. Entre los elementos medidos en estos análisis se encuentran Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P, y sus concentraciones se expresan en porcentaje peso (% wt.) del óxido. Están presentes en altas concentraciones y controlan en gran medida la cristalización de los minerales en las rocas a partir de fundidos. Ellos también controlan propiedades tales como viscosidad, densidad, difusividad, etc., en magmas y rocas.

A continuación se presentan los promedios de óxidos mayores para cada tipo de cuerpo (ver tabla 7):

CUERPOS TURMALINA /ÓXIDOS	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO
Cuerpo de Cuarzo-Turmalina	3,81891918	9,23653122	38,392368	0,25204378	0,17129934	2,02747579
Cuerpo de Turmalina masiva	2,38232558	10,0686735	51,7220233	0,19140653	0,3904674	2,15820653
Cuerpo de Brecha de turmalina no mineralizada	2,75493333	9,85932892	42,9575304	0,07899093	0,37242525	1,33596152
Cuerpo de Brecha de turmalina mineralizada	2,27401901	8,3740625	42,7139298	0,21893019	1,13412865	2,45899159

Tabla 7: Resultados geoquímicos para los óxidos mayores importantes

El cuerpo de turmalina masiva es el que presenta el mayor porcentaje de SiO<sub>2</sub>, con un 51,52%, y el menor porcentaje se presenta en el cuerpo de cuarzo-turmalina, con un 38,39%. Con respecto al Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, el mayor porcentaje está en el cuerpo de turmalina masiva con un 10,06% y el menor porcentaje se observa en el cuerpo de brecha de turmalina mineralizada con un 8,374%. Para el MgO, el mayor porcentaje está en el cuerpo cuarzo-turmalina con un 3,818% y el menor porcentaje está presente en el cuerpo de turmalina masiva con un 2,38%. Para el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, la mayor concentración está presente en el cuerpo de cuarzo-turmalina con un 0,25% y la menor concentración está presente en el cuerpo de brecha de turmalina no mineralizada. Para el K<sub>2</sub>O, el mayor porcentaje ocurre en el cuerpo de brecha de turmalina mineralizada con un 1,134% y el menor porcentaje está presente en el cuerpo de cuarzo-turmalina con un 0,17%. Finalmente para el CaO, la mayor concentración ocurre en el cuerpo de brecha de turmalina

mineralizada con un 2,45% y la menor concentración está presente en el cuerpo de brecha de turmalina no mineralizada, con un 1,33%.

Con los análisis de los sitios obtenidos, se realiza una comparación geoquímica de los óxidos mayores entre los cuerpos de turmalina (ver figura 44).

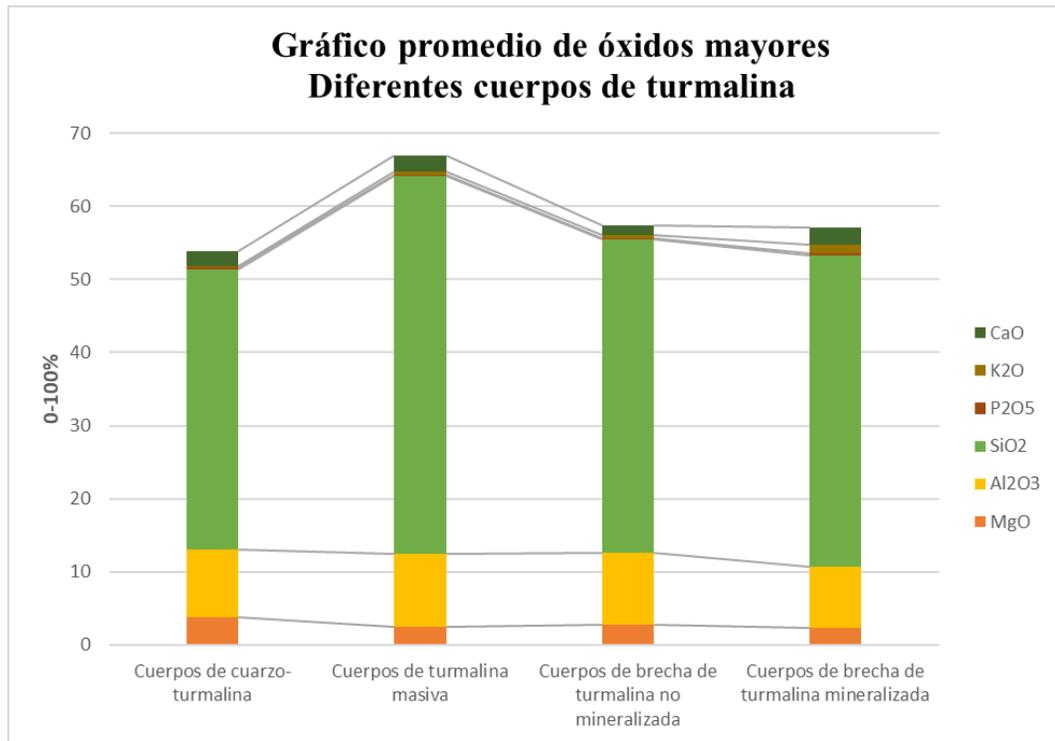


Figura 44: Porcentaje promedio de óxidos mayores para los diferentes cuerpos, donde los cuerpos de turmalina masiva poseen un mayor porcentaje de SiO<sub>2</sub> con un 51,72% y los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada poseen un porcentaje de K<sub>2</sub>O de 1,134%, duplicando los valores de los demás cuerpos de turmalina.

Para corroborar la información obtenida a partir de las diferencias geoquímicas de los óxidos mayores el cual se diferenciaron los 4 tipos de cuerpos de turmalina, se realiza un análisis geoquímico del porcentaje de cobre para discriminar los diferentes cuerpos de turmalina (ver tabla 8) (ver figura 45 y 46).

CUERPOS TURMALINA	%Cu promedio
Cuerpos de cuarzo-turmalina	0,034526323
Cuerpos de turmalina masiva	0,022750122
Cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada	0,047031863
Cuerpos de brecha de turmalina mineralizada	4,378447368

Tabla 8: Promedio de los análisis de %Cu de cada cuerpo de turmalina.

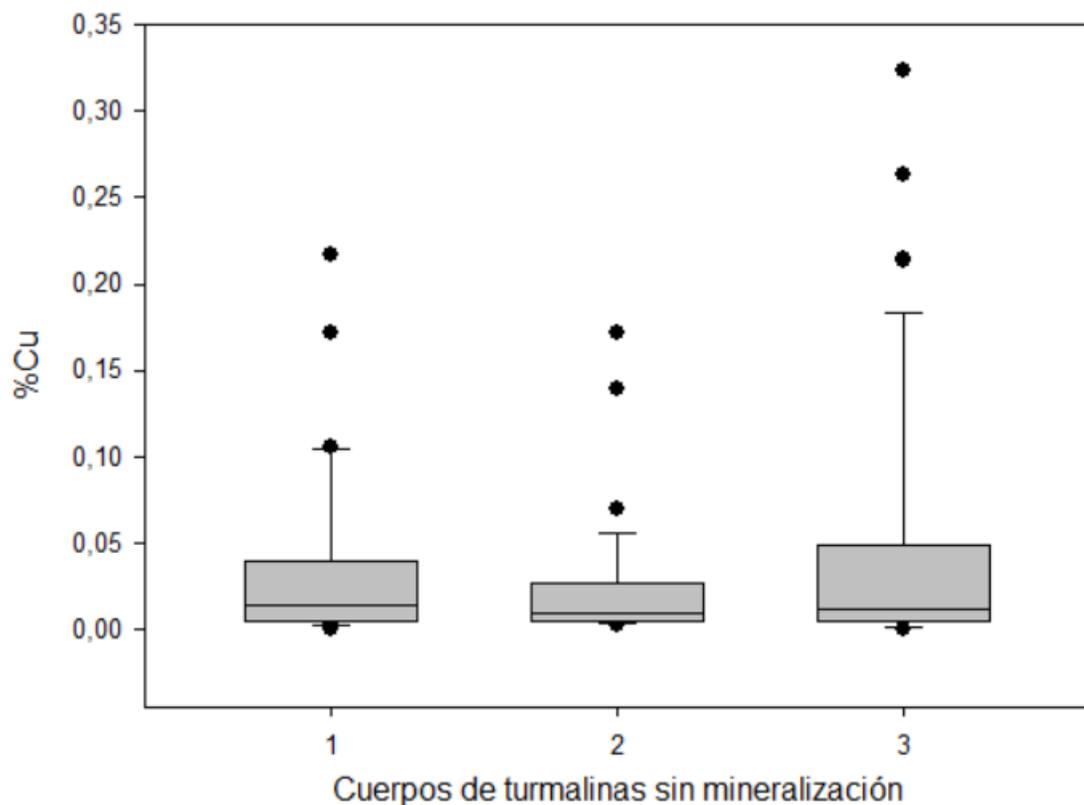


Figura 45: Gráfico boxplot que muestra las concentraciones de Cu de los cuerpos de turmalina que no presentan mineralización: (1) Cuerpo de Cuarzo-turmalina, (2) Cuerpo de turmalina masiva, (3) Cuerpo de brecha de turmalina no mineralizada. Para (1) la mediana es de 0,0135%, para (2) la mediana es de 0,009% y para (3) la mediana es de 0,011%. Se puede observar en los 3 gráficos de boxplot, que la parte inferior de la caja es más pequeña que la superior por lo que los porcentajes de Cu comprendidos entre el 25% y el 50% se encuentran mas próximos que entre el 50% y el 75% (los datos están más dispersos). Al tener una caja superior más larga que la caja inferior, se habla de una asimetría positiva, donde la media (promedio aritmético) de los datos es mayor que la mediana. Los promedios de (1) es 0,0345%, (2) es 0,022% y (3) es 0,047. Además en los 3 cuerpos de turmalina se presentan datos atípicos donde para (1) es de: 0,216% y 0,173% ; para (2) es de 0,140% y para (3) es de 0,326%.

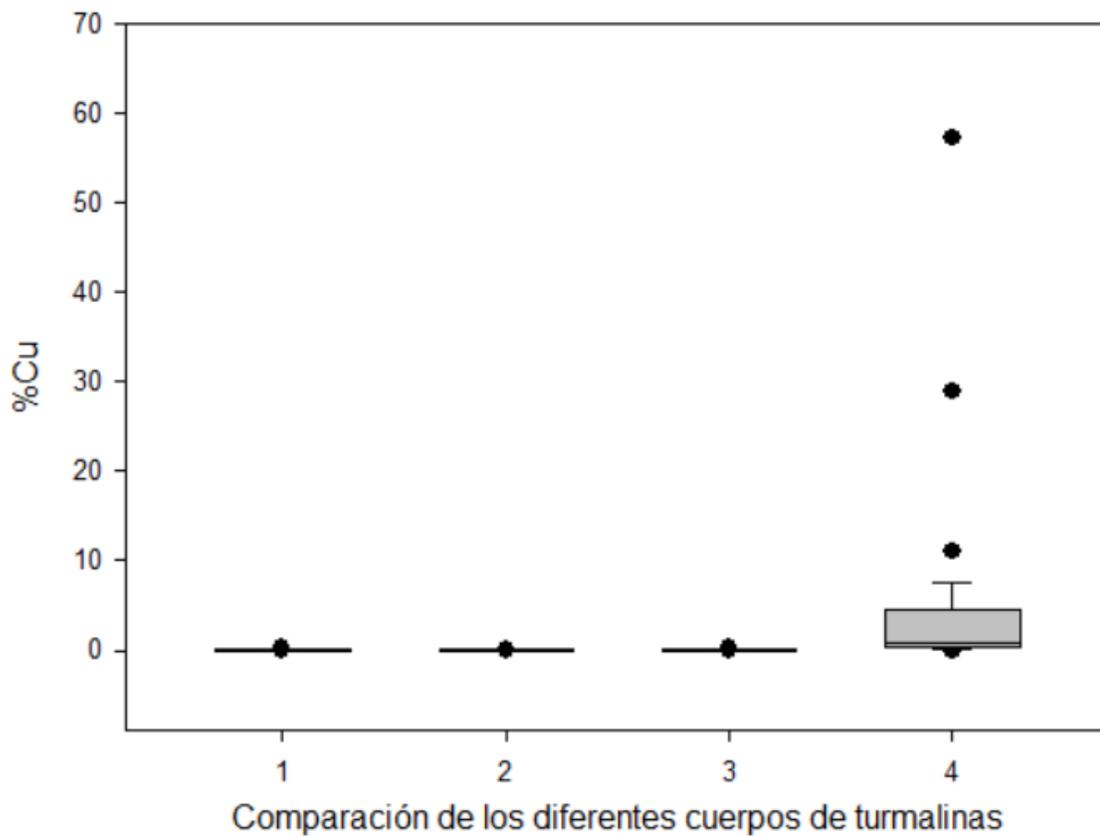


Figura 46: Gráfico boxplot que muestra las concentraciones de Cu de los diferentes cuerpos de turmalina: (1) Cuerpo de cuarzo-turmalina, (2) Cuerpo de turmalina masiva, (3) Cuerpo de brecha de turmalina no mineralizado y (4) Cuerpo de brecha de turmalina mineralizada. Para (4) la mediana es de 0,934%. Se puede observar en la gráfica (4) que la parte inferior de la caja es más pequeña que la parte superior por lo que los porcentajes de Cu comprendidas entre el 25% y el 50% se encuentran mas proximos que entre el 50% y el 75%. Además, al tener una parte superior de la caja mas larga que la parte inferior corresponde a una asimetría positiva donde el promedio de los datos es mayor que la mediana, donde el promedio de Cu para el cuerpo de brecha de turmalina mineralizada es de 4,37%. De igual manera, presenta datos atípicos que corresponde a los valores de 57,73% y 28,928%.

## 5.2 Diagramas bi-variantes de los diferentes tipos de cuerpos de turmalina.

A continuación, se presentan los resultados obtenidos a través de diagramas bi-variantes para conocer el comportamiento de los elementos de los diferentes cuerpos de turmalinas con el propósito de comparar los resultados y establecer tendencias positivas o negativas.

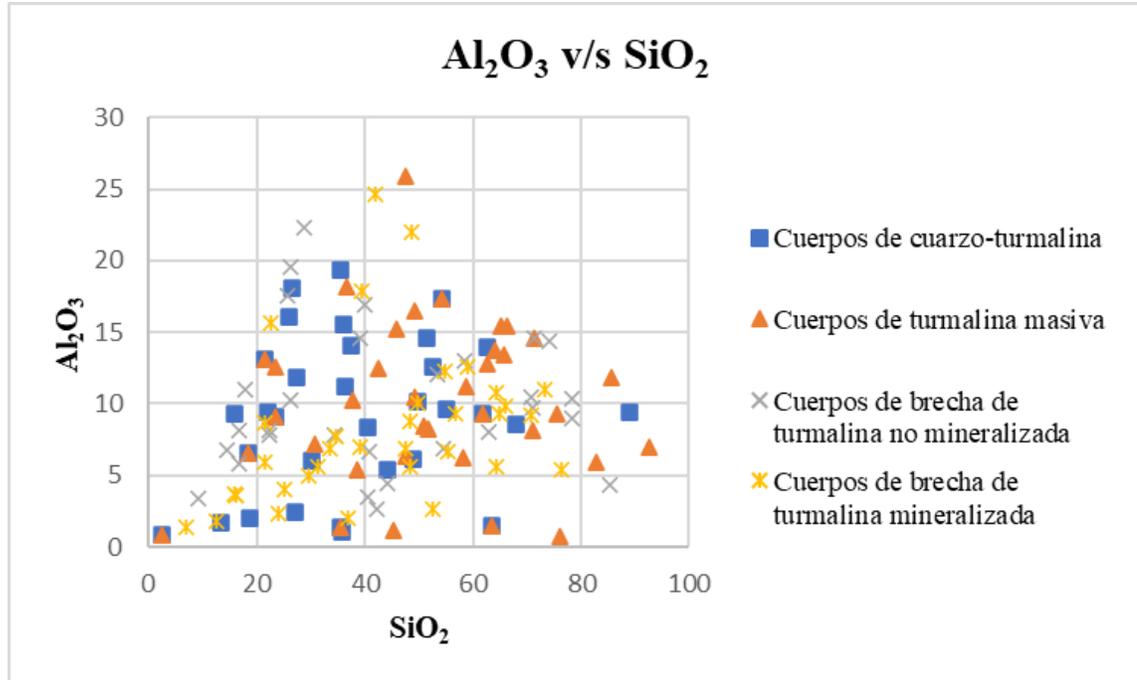


Figura 47: Gráfico comparativo  $Al_2O_3$  v/s  $SiO_2$  de los diferentes cuerpos de turmalina.

En el gráfico 47 se observa un máximo de  $Al_2O_3$  de 25,948% en los cuerpos de turmalina masiva, un máximo de 19,394% en los cuerpos de cuarzo-turmalina, un máximo de 22,269% en el cuerpo de brecha de turmalina no mineralizada y un máximo de 24,67% en los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada. De igual forma, se puede observar un máximo de  $SiO_2$  de 92,608% en los cuerpos de turmalina masiva, un máximo de 88,997% en los cuerpos de cuarzo-turmalina, un máximo de 78,412% en los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada y un máximo de 76,34% en los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada.



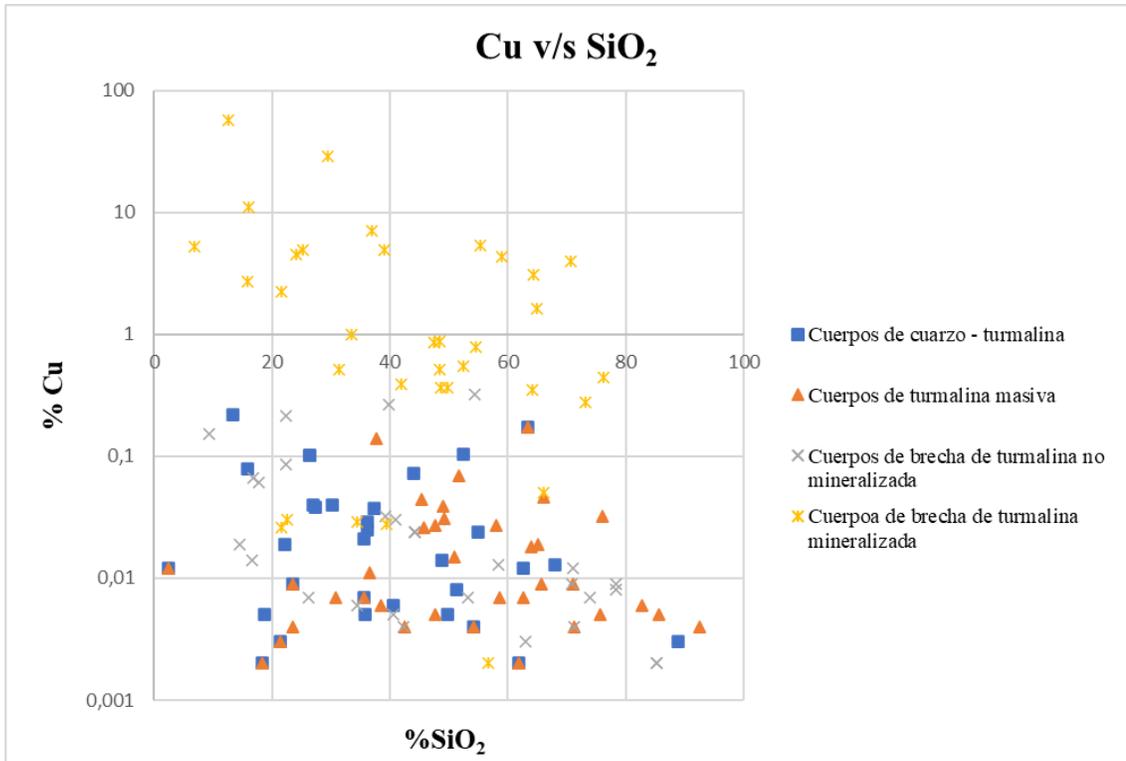


Figura 49: Gráfico de Cu v/s SiO<sub>2</sub> de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Cu) en escala logarítmica base 10.

En el gráfico 49 se puede observar que el 96% de los datos analizados de los diferentes cuerpos de turmalina se encuentran concentrados en un rango del 15% a 80% de SiO<sub>2</sub> con valores de Cu cercanos al 0%. Además, los valores máximos de Cu se presentan en valores de SiO<sub>2</sub> no mayores del 40%.

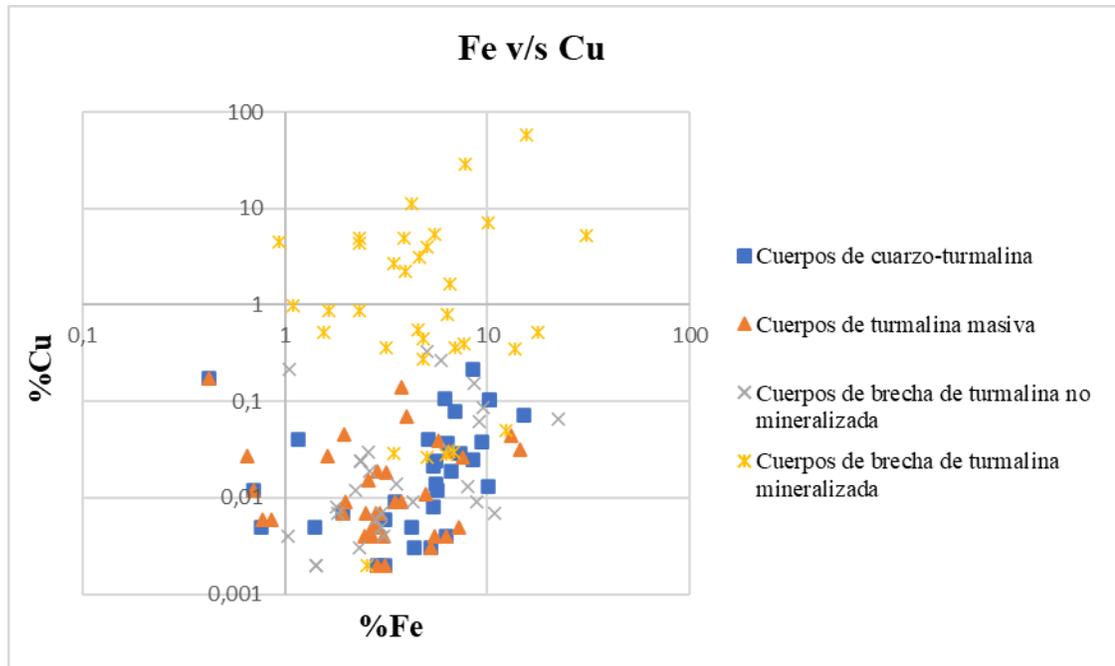


Figura 50: Gráfico de Fe v/s Cu de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Cu) y eje horizontal (%Fe) en escala logarítmica base 10.

En el gráfico 50 se puede observar que el 95% de los datos analizados de los cuerpos de turmalinas presentes se encuentra concentrado en un rango de 0% a 10% de Fe con valores de Cu que varía entre 0% a 9%. Para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada presenta valores altos para %Cu y %Fe.

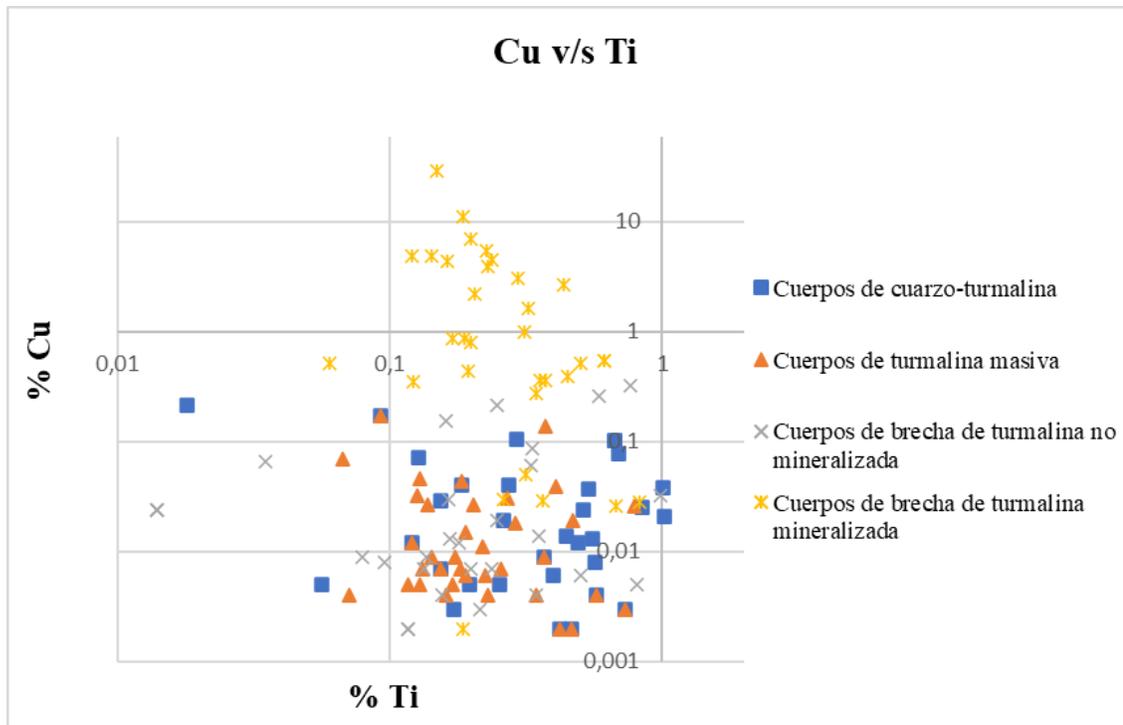


Figura 51: Gráfico de Cu v/s Ti de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Cu) y eje horizontal (%Ti) en escala logarítmica base 10.

En el gráfico 51 se puede observar que los datos analizados se concentran en el rango de 0% a 1% de Ti con valores de Cu, mayoritariamente, de concentración 0%. Para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada se tiene un máximo en Cu y Ti. Para los cuerpos restantes, la concentración de Cu es cercano al 0%.

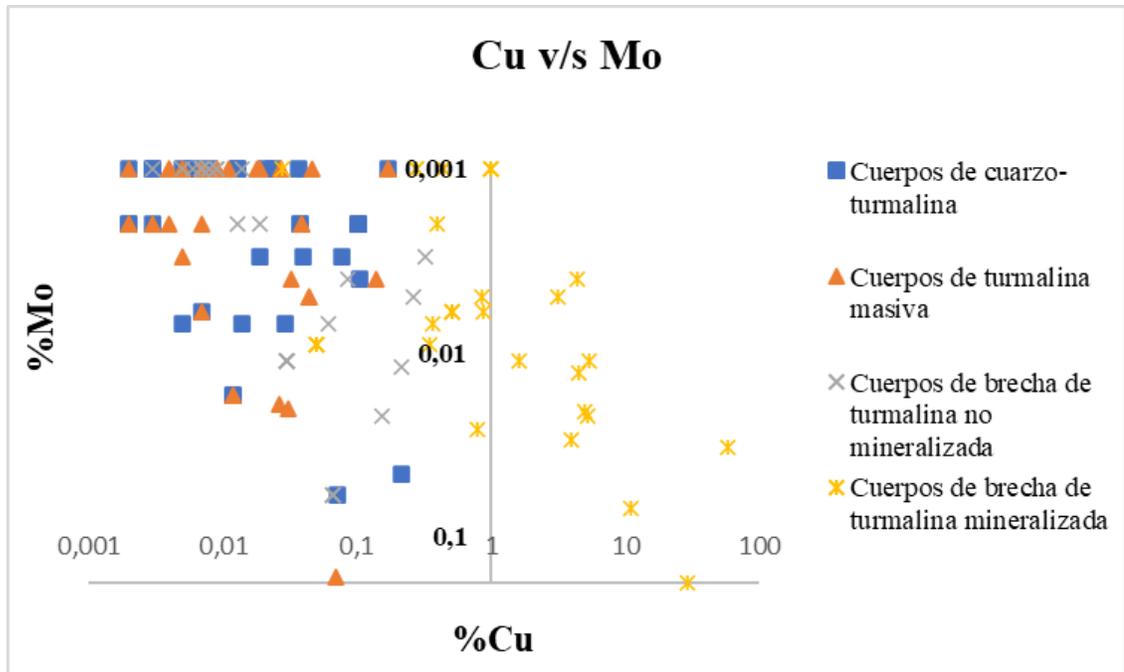


Figura 52: Gráfico de Cu v/s Mo de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Mo) y eje horizontal (%Cu) en escala logarítmica base 10.

En el gráfico 52 se puede observar que para el caso de los cuerpos de cuarzo-turmalina, turmalina masiva y brecha de turmalina no mineralizada las concentraciones de Cu presentan valores cercanos a 0% con valores de Mo no superior a 0,04%. Para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada existen datos aislados con máximos valores en Mo y Cu cuyos valores son 0,179% y 57,296% respectivamente.

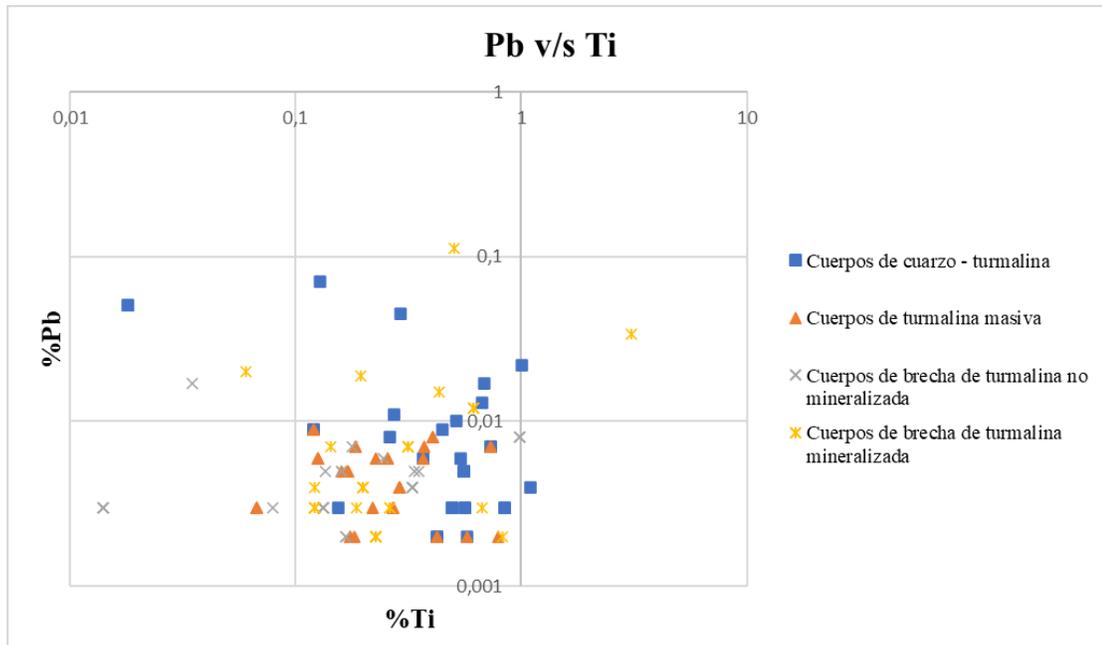


Figura 53: Gráfico de Pb v/s Ti de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Pb) y eje horizontal (%Ti) en escala logarítmica base 10.

En el gráfico 53 se puede observar que existe una concentración de datos analizados donde el porcentaje de Ti no supera el 1% con valores de Pb que varía entre 0% a 0,02%. Para valores 0% de Ti, se tiene valores de Pb del 0,06%. Además, existen dos puntos aislados con valor máximos de Ti de 0,372% y valor máximo de Pb de 0,112% correspondiente a los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada.

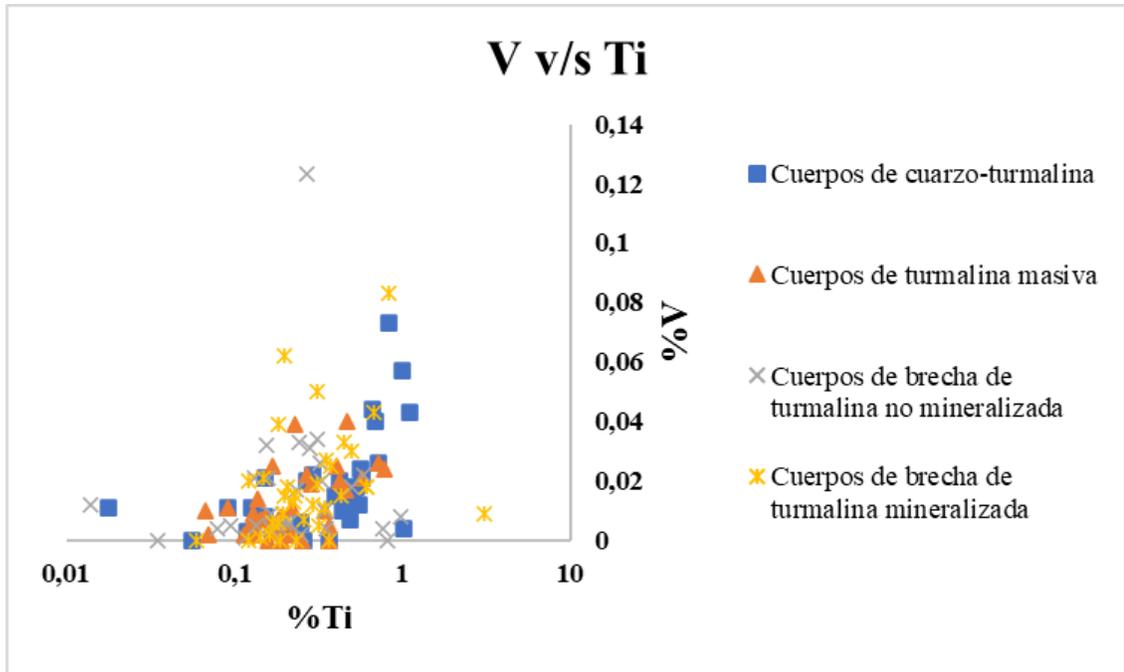


Figura 54: Gráfico de V v/s Ti de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%V) y eje horizontal (%Ti) en escala logarítmica base 10.

En el gráfico 54 se puede observar una correlación positiva en los datos que se encuentran concentrados en valores de de rango 0% a 1% con valores de V de 0% a 0,08%. Existen dos datos con valores máximos de V y Ti, los cuales, son 0,123% correspondiente a los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada y 3,072% correspondiente a los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada, respectivamente.

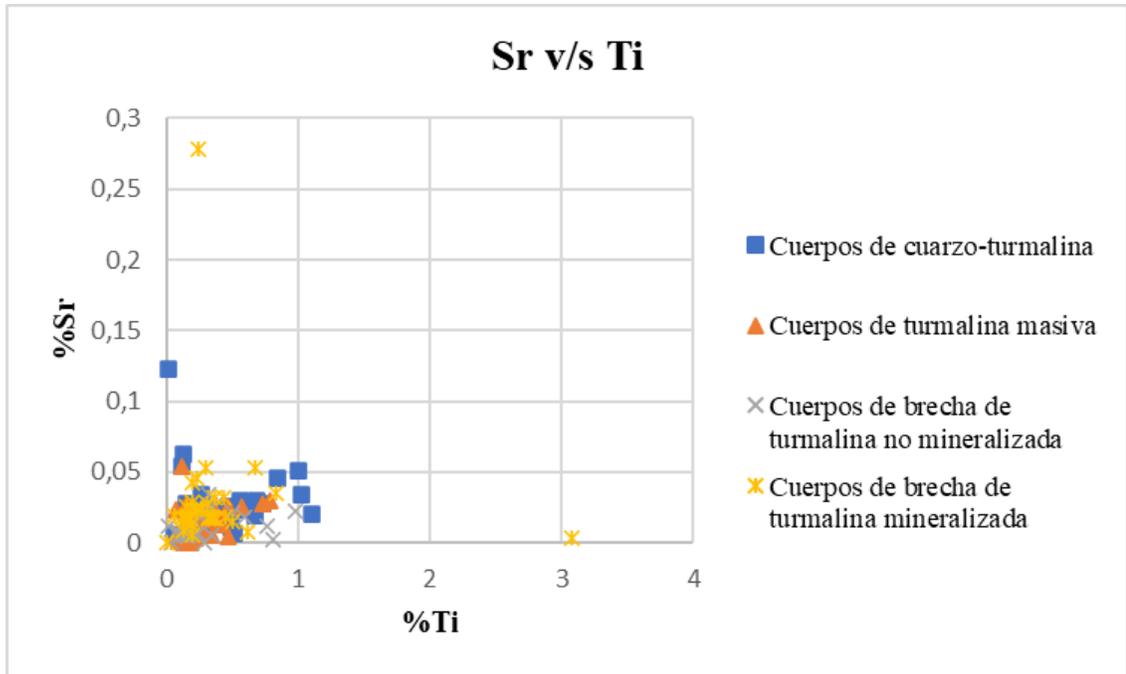


Figura 55: Gráfico de Sr v/s Ti de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio.

En el gráfico 55 se puede observar que el 95% de los datos se concentran en valores de Ti de 0% a 1% y de Sr de 0% a 0,05%. Para valores 0% de Ti, el valor máximo en Sr es 0,12% y para valores de 0% de Sr, el valor máximo en Ti es 3,072%. Estos valores máximos corresponden a los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada.

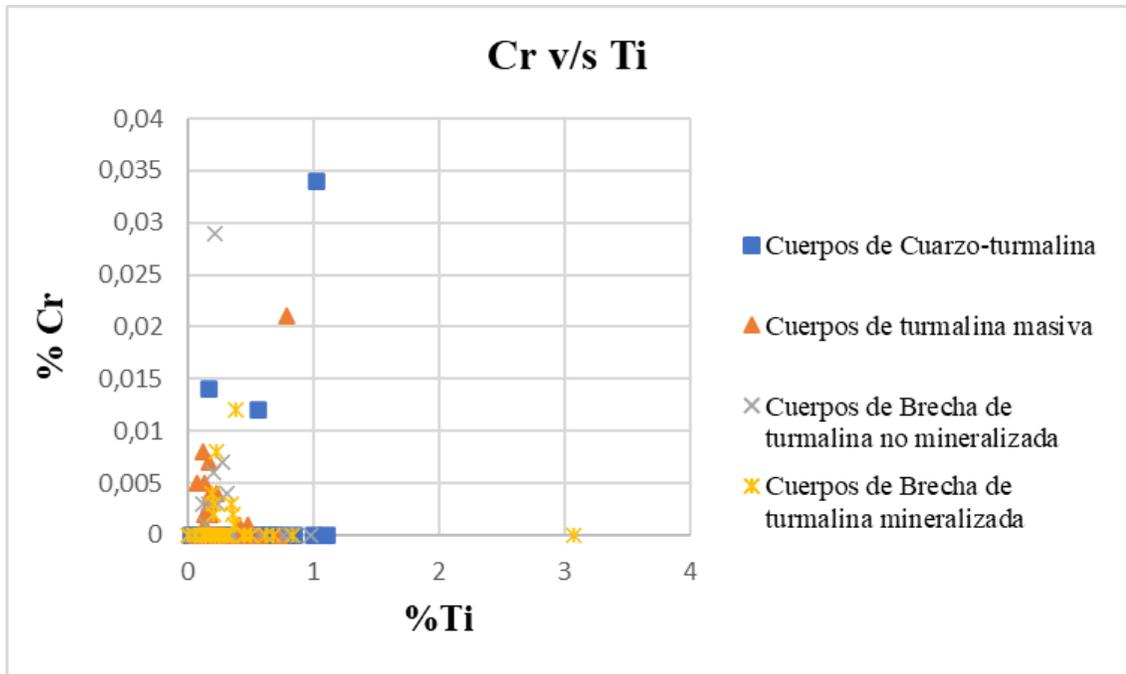


Figura 56: Gráfico de Cr v/s Ti de los diferentes cuerpos de turmalinas presentes en el área de estudio.

En el gráfico 56 se puede observar un máximo en % de Cr correspondiente a los cuerpos de cuarzo-turmalina con un valor de 0,034% y un máximo en %Ti correspondiente a los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada con un valor de 3,072%. Además, existe una concentración de datos en los rangos de 0 a 1% en Ti y 0 a 0,008% en Cr.

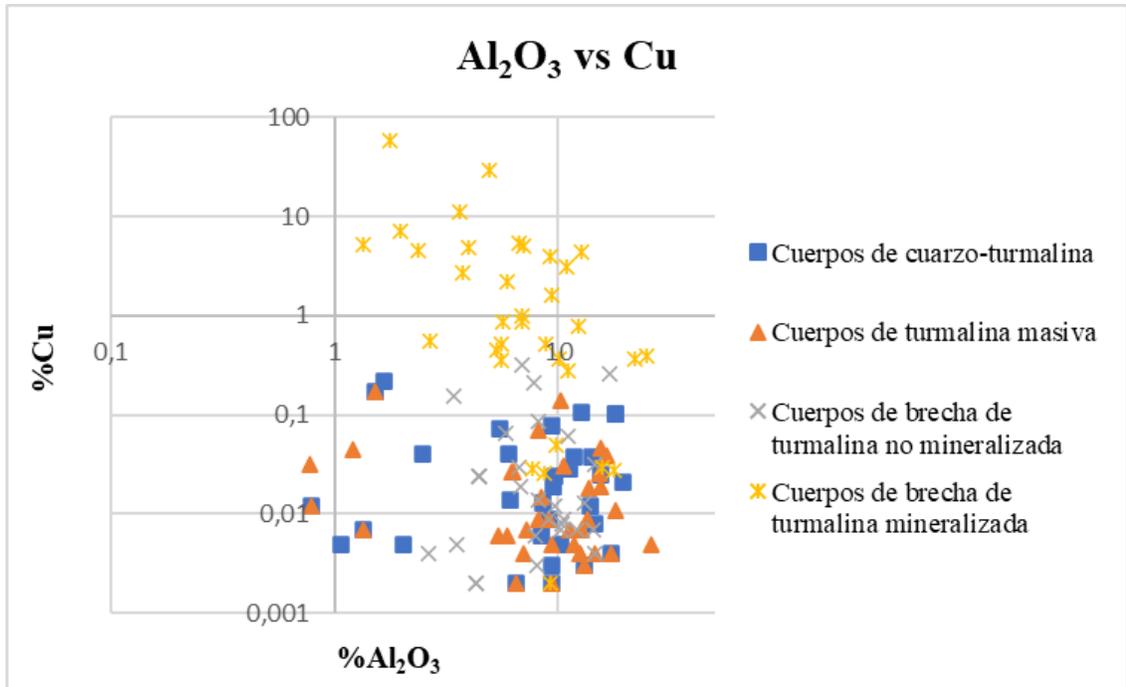


Figura 57: Gráfico de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  v/s Cu de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje vertical (%Cu) y eje horizontal ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) en escala logarítmica base 10.

Se puede observar una relación inversa de los datos, donde para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada presenta una concentración alta de Cu con un valor de 57,269% pero con un valor bajo de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  con un valor de 1,769%. En cambio, para los cuerpos de turmalina masiva presenta una concentración de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 24,67% pero una baja concentración de Cu correspondiente al 0,393%. Lo mismo ocurre para los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada.

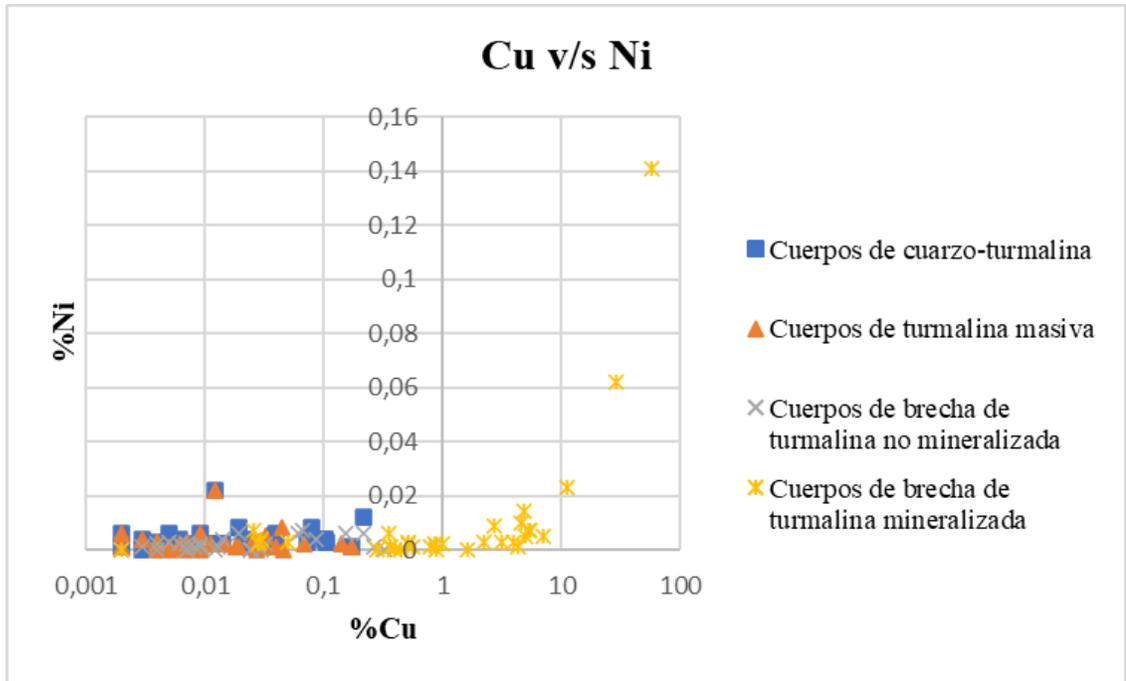


Figura 58: Gráfico de Cu v/s Ni de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio. Eje horizontal (%Cu) en escala logarítmica base 10.

En el gráfico 58 se presenta una relación directa para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada, donde los valores de Cu aumentan conforme aumenta la concentración de Ni, llegando a un máximo de 57,269% en Cu y 0,141% en Ni. Además, los datos de los otros cuerpos de turmalinas, se encuentran agrupados en el rango de 0% a 0,005% en Cu y un rango de 0% a 0,02% en Ni.





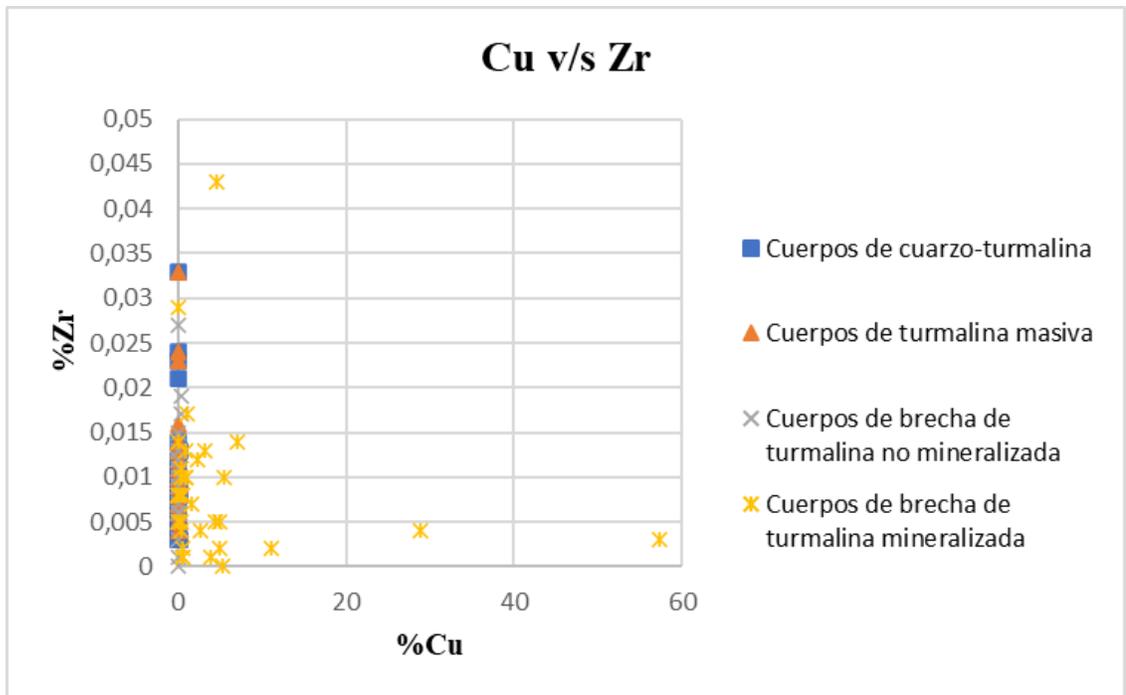


Figura 61: Gráfico de Cu v/s Zr de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio.

En el gráfico 61 se observa datos máximos aislados para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada, donde el primer dato aislado corresponde a un porcentaje de Cu de 57,296% con Zr de valor 0,003% y el segundo dato aislado corresponde a Cu de 4,439% con Zr de valor 0,043, lo cual representa un valor máximo para el elemento Zr. Además, los demás datos se encuentran concentrados en el rango, para Cu, de 0% a 0,001% y para Zr de 0% a 0,023%.

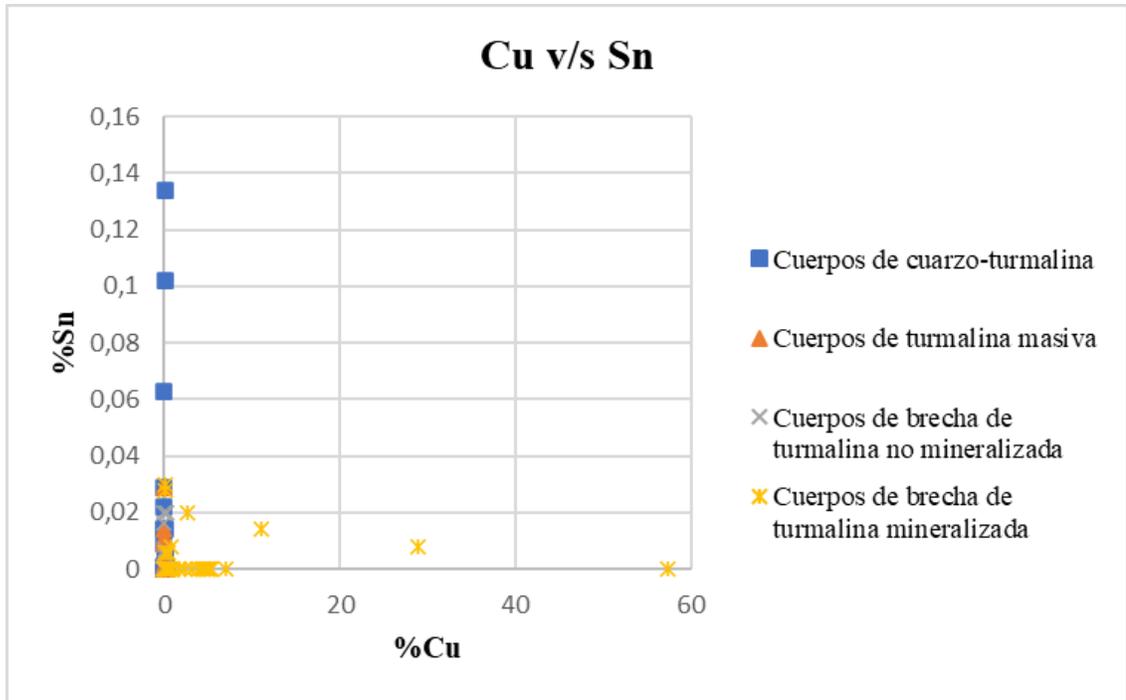


Figura 62: Gráfico de Cu v/s Sn de los diferentes cuerpos de turmalina presentes en el área de estudio.

En el gráfico 62 se observa datos máximos para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada el cual presenta una concentración de Cu de 57,269% y Sn de 0% y para los cuerpos de cuarzo-turmalina presenta una concentración máxima de 0,134% para Sn con 0,078% de Cu. Además, el 94% de los datos se encuentran concentrados en el rango para Sn de 0% a 0,028% y para Cu de 0% a 5,402%.

### 5.3 Factor de enriquecimiento geoquímico (F.E.)

A continuación se presenta un gráfico comparativo de las concentraciones de los cuerpos de turmalina con respecto a la abundancia presente en la corteza terrestre (ver gráfico 63).

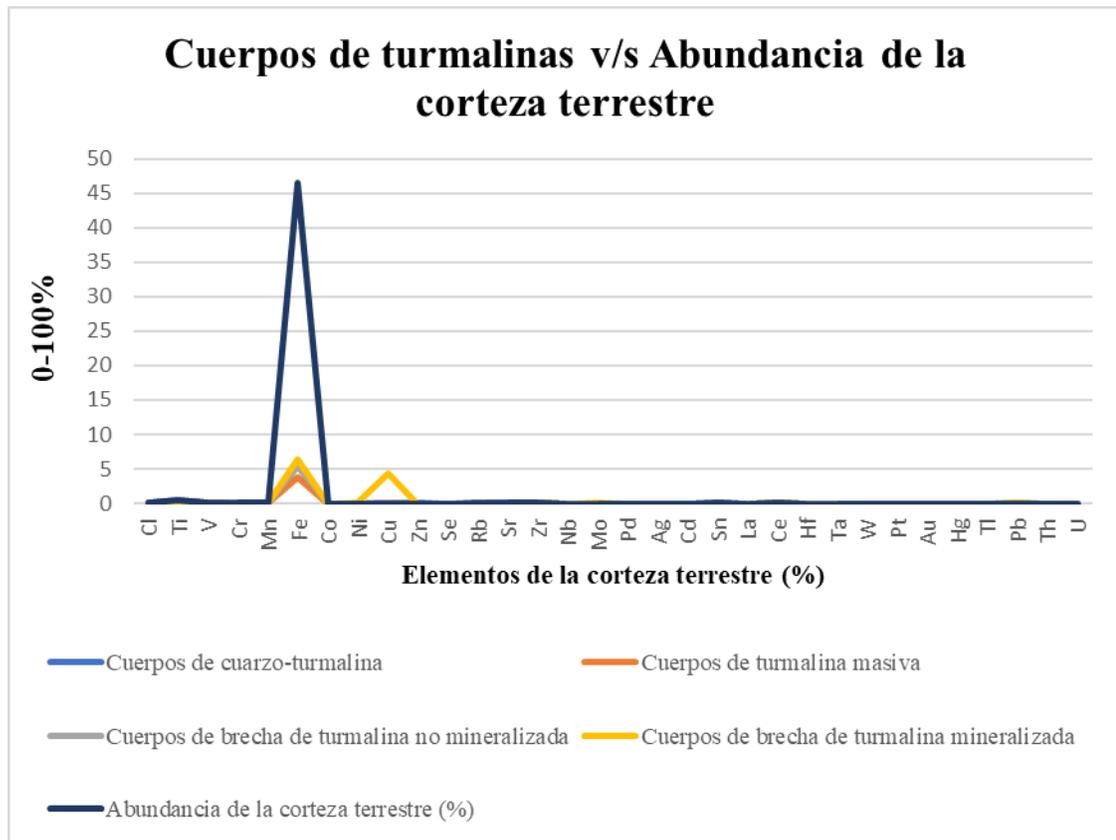


Figura 63: Gráfico comparativo entre los diferentes cuerpos de turmalina v/s el % de abundancia de la corteza terrestre.

Se puede observar que (ver anexo 5):

- Para el Ti, existe una anomalía para los cuerpos de cuarzo-turmalina que presentan un F.E de 0,9768; cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada que presentan un F.E de 0,66013 y para los cuerpos de turmalina masiva que presentan un F.E de 0,590 por sobre el valor del background.
- Para el V, existe una anomalía para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada que presentan un F.E de 1,1337; para los cuerpos de brecha de

- turmalina mineralizada que presentna un F.E de 1,210 y para los cuerpos de cuarzo-turmalina que presentan un F.E 1,1788 por sobre el valor del background.
- c) Para el Mn, existe una anomalía para los cuerpos de cuarzo-turmalina que presentan un F.E de 1,409; cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada que presentan un F.E de 1,4022 y para los cuerpos de turmalina masiva que presentan un F.E de 1,1149 por sobre el valor del background.
  - d) Para el Co, existe una anomalía para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada que presentan un F.E de 2,273 por sobre el valor del background.
  - e) Para el Ni, existe una anomalía para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada que presentan un F.E de 1,2309 por sobre el valor del background
  - f) Para el Cu, existe una anomalía para todos los cuerpos de turmalina, con valores de F.E de 875,68 para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada, 9,4063 para los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada; 6,905 para los cuerpos de cuarzo-turmalina y 4,550 para los cuerpos de turmalina masiva por sobre el valor del background.
  - g) Para el Mo, existe una anomalía para todos los cuerpos de turmalina con los valores de F.E de 92,546 para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada; 49,44 para los cuerpos de turmalina masiva; 39,699 para los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada y 68,671 para los cuerpos de cuarzo-turmalina por sobre el valor del background.
  - h) Para el Ag, existe una anomalía para todos los cuerpos de turmalina con los valores de F.E de 236,69 para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada; 135,71 para los cuerpos de cuarzo-turmalina; 61,025 para los cuerpos de turmalina masiva y 24,705 para los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada por sobre el valor del background.
  - i) Para el Ce, existe una anomalía para los cuerpos de cuarzo-turmalina que presentan un F.E de 2,219; para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada que presentan un F.E de 1,559 y para los cuerpos de turmalina masiva que presentan un F.E de 1,473 por sobre el valor del background.
  - j) Para el Ta, existe una anomalía para todos los cuerpos de turmalina con los valores de F.E de 3,734 para los cuerpos de cuarzo-turmalina; 3,386 para los

cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada; 2,786 para los cuerpos de turmalina masiva; por sobre el valor del background.

- k) Para el W, existe una anomalía para todos los cuerpos de turmalina que presentan un F.E de 33,395 para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada; 10,700 para los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada y 9,51 para los cuerpos de cuarzo-turmalina por sobre el valor del background.
- l) Para el Au, existe una anomalía para los cuerpos de cuarzo-turmalina que presentan un valor de F.E de 1025; para los cuerpos de turmalina masiva de 1201,87 y para los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada de 424,019 por sobre el valor del background.
- m) Para el Pb, existe una anomalía para todos los cuerpos de turmalina con los valores de Fe de 9,694 para los cuerpos de cuarzo-turmalina; 8,605 para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada; 2,697 para los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada y 2,663 para los cuerpos de turmalina masiva por sobre el valor del background.
- n) Para el Th, existe una anomalía para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada que presentan un valor de F.E de 6,88 por sobre el valor del background.
- o) Para el U, existe una anomalía para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada que presentan un valor de F.E de 30,688 por sobre el valor del background.

## 5.4 Elementos económicos presentes en los cuerpos de turmalinas

A continuación, se presenta un gráfico de los elementos valiosos de los diferentes cuerpos de turmalina (ver gráfico 64).

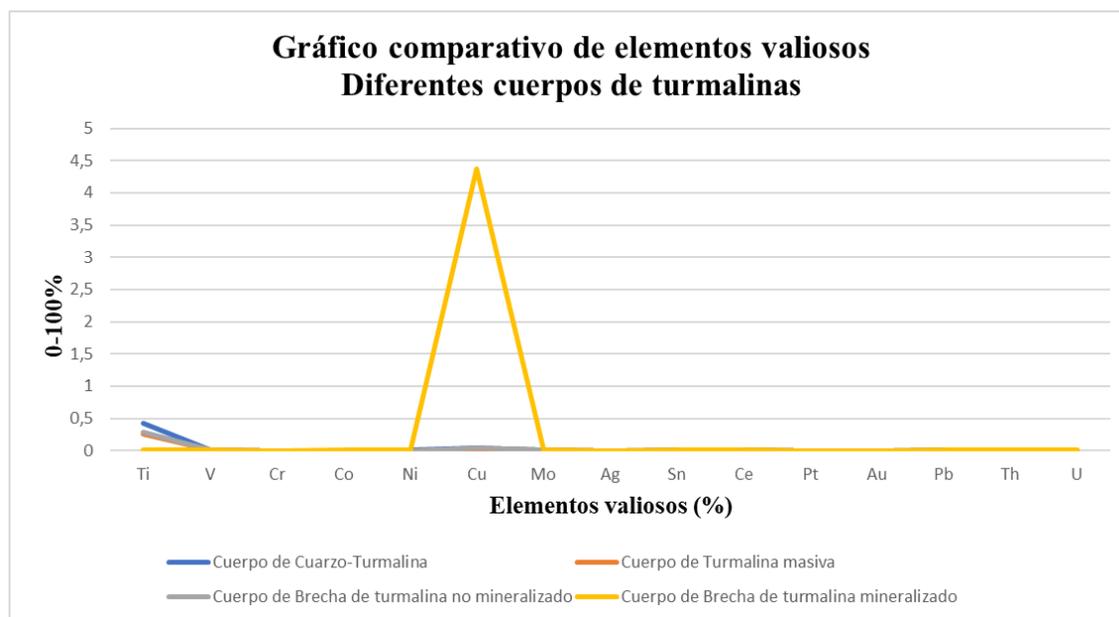


Figura 64: Gráfico comparativo entre los diferentes cuerpos de turmalinas

Se puede observar diferencias geoquímicas para los elementos tales como:

1. Los cuerpos de cuarzo-turmalina presenta 0,429% para el Ti, duplicando los valores con respecto a los demás cuerpos presentes.
2. Los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada presenta 0,01816% para el V.
3. Los cuerpos de cuarzo-turmalina presenta 0,0019% para el Cr con diferencia de 0,0002% con respecto a los otros cuerpos. Para los elementos Ce, Pt y Pb presentan valores, respectivamente, de 0,0179%, 0,000006% y 0,00969% donde estos valores duplican los valores de los demás cuerpos.
4. Los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada presenta 0,0056% para el Co siendo este valor 10 veces mayor a la de los demás cuerpos, para el Ni presenta 0,0092% lo cual duplica los valores de los demás cuerpos. Para el

Cu presenta 4,378% siendo este valor 10 veces mayor en comparación a los otros cuerpos. Para el elemento Mo presenta 0,0138% que duplica los valores de los demás cuerpos. Para el Ag presenta 0,00118% que equivale 10 veces el valor de los otros cuerpos de turmalina. Y para Th y U, sus valores son respectivamente son 0,0068% y 0,0076% que equivalen, aproximadamente, 10 veces el valor de los otros cuerpos.

5. Para los cuerpos de turmalina masiva presenta 0,000360% para Au con diferencia entre 0,00006% a 0,0002% con los demás elementos.

## CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

### 6.1 Evolución magmática-hidrotermal

El estudio de relaciones de cortes de las unidades presentes en el área permite establecer una cronología relativa para el emplazamiento de las unidades definidas.

En este sentido, la historia geológica del área de estudio ocurre durante el Paleoceno Inferior, la cual comienza con el emplazamiento de un cuerpo ígneo-hipabisal de composición básica denominada microdiorita porfídica. Posterior a esto, un segundo pulso magmático de composición ácida definida como granodiorita porfídica de hornblenda intruye a la unidad de microdiorita porfídica. Paralelamente a este evento la unidad de microdiorita porfídica es intruída por pequeños pulsos magmáticos definidos como las unidades de tonalita leucocrática y cuarzo-diorita porfídica. Posteriormente un pulso hipabisal de composición más ácida denominada unidad microsianita porfídica intruye únicamente a la unidad de granodiorita porfídica de hornblenda. Por otro lado, la unidad de microdiorita porfídica es intruída por un cuerpo hipabisal de carácter intermedio llamado unidad de micromonzogranito Porfídico. Cabe destacar que todas estas unidades ígneas con correlacionables con los eventos magmáticos se correlacionan con el Plutón Cabeza de Vaca (63 – 59 Ma) (Seegerstrom y Parker, 1959).

A esta secuencia de eventos magmáticos le siguen las intrusiones de apófisis de microtonalita definida como unidad de microtonalita equigranular, la cual cortan los cuerpos antes mencionados preferentemente a la unidad de microdiorita porfídica.

Los cuerpos hidrotermales definidos en terreno corresponden a brechas hidrotermales de colapso, las cuales, generalmente no están asociadas a desarrollos hidrotermales tipo cobre porfídico y corresponden a aquellas en que el movimiento de los fragmentos ha sido descendente con relación a las cajas. Los clastos, generalmente angulares, corresponden a la misma litología de las rocas circundantes; normalmente están sericitizados y contenidos en una matriz compuesta por cuarzo y/o turmalina, que

permite el desarrollo de cavidades abiertas (Alfaro, 1970). En cambio, Parker (1963) explica que las brechas turmalinizadas en el área de Cabeza de Vaca presentan una concentración de minerales oxidados. Muchas brechas hidrotermales de colapso constituyen yacimientos, y han sido explotadas por diversos elementos. La mineralogía metálica normalmente se encuentra en el cemento y está representada principalmente por especularita, scheelita, pirita, calcopirita, bornita, oro, molibdenita y galena (Neumann, 1973).

Los cuerpos de brechas corresponden a brechas pippes turmalinizadas, los cuales se presentan como chimeneas de diámetros aproximado de 50 metros o como cuerpos tabulares en forma de mantos. La mayoría son chimeneas de posición más o menos vertical; uno de ellos se extiende, por lo menos, hasta más de 100 m de profundidad. En algunos lugares pórfidos intrusivos rodean los cuerpos brechosos, en otras partes yacen dentro de ellos (ya sea sustituyendo fragmentos que se mezclan con los de granodiorita o como material no brechoso) o en su cercanía. La causa de la brechización es difícil de explicar, por si se considera el tamaño, composición y forma de los fragmentos. En algunas brechas, la forma de los fragmentos sugiere un reemplazo a lo largo de finos sistemas de fractura y en otros casos, la forma, orientación de los fragmentos y la presencia de fragmentos extraños (composicionalmente diferentes) indican que en la formación de la brecha habría intervenido directamente un fuerte fracturamiento acompañado de movimientos internos verticales (Parker *et al.*, 1963).

Además, Campbell (2017) define las brechas de  $Tur \pm Qz$  como los cuerpos más importantes debido a su extensión y asociación de  $Cu \pm Fe \pm Mo \pm Au \pm Ag$ . Esta afirmación se corrobora con lo que postula Sillitoe y Sawkins (1971) donde por corrosión química causada por fluidos hidrotermales concentrados en un Plutón félsico (emplazado a mayor profundidad que aquella de formación de las mineralizaciones tipo cobre porfídico) se producen espacios abiertos o por lo menos la roca se torna altamente porosa no pudiendo soportar el peso de la columna lítica, la que se hunde al fracturarse; simultáneamente los líquidos hidrotermales ascenderían alterando la roca y depositando minerales en las cavidades.

Luego de los eventos magmáticos e hidrotermal, ocurre un alzamiento tectónico que permitió el desarrollo de abanicos aluviales el cual cubre a la unidad de Granodiorita, que se denomina unidad de Gravas polimícticas rojizas correlacionable con las Gravas de Atacama (Mioceno medio). Posteriormente la unidad de Gravas polimícticas pardas, a través de un sistema fluvial, cubre la unidad de Microdiorita Porfídica. A su vez por eventos aluvionales posteriores (Cuaternario) las quebradas son rellenadas por la unidad de Gravas polimícticas pardas-grisáceas y todas las unidades anteriormente mencionadas son cubiertas por aluviones recientes (Holoceno) denominada unidad de Gravas y bloques polimícticos (Seegerstrom y Parker, 1959).

## 6.2 Generaciones de turmalina.

Para los diferentes cuerpos de turmalina, desde el punto de vista petrográfico se pueden definir dos tipos de turmalina principales: prismática y fibrosa.

Para los cuerpos de cuarzo-turmalina el hábito de los cristales de turmalina es principalmente prismático con caras euhedrales lo que indicaría que tuvieron un mayor tiempo de cristalización y crecieron en espacios abiertos. Macroscópicamente estos cristales no presentan alteración que haya deteriorado el cristal. Sin embargo, para el caso de las turmalinas con hábito fibroso, estas si presentan alteración supérgena y Qz-Ser. Por esto, es posible inferir que el cristal de turmalina de hábito prismático corresponde a un evento más tardío que el cristal de hábito fibroso.

Para el caso de los cuerpos de turmalina masiva, el hábito de los cristales de turmalinas es prismático y fibroso, donde los cristales de turmalina de hábito prismático se encuentran alterado por Qz-Ser. En cambio, los cristales de turmalina de hábito fibroso no se encuentran alterados. Por esto se infiere que la alteración de Qz-Ser ocurre antes de la cristalización de los cristales de hábito fibroso.

Para los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada, se presentan dos hábitos: el prismático, que se encuentra afectado por la alteración de Qz-Ser (presencia de cuarzo secundario evidenciado por los puntos triples entre las caras de éstos) y en

menor porcentaje se presenta el hábito fibroso que no presenta alteración en sus cristales.

Para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada, se presenta hábito fibroso, en el cual se puede observar dos posibles generaciones de turmalinas. La 1° generación compuesta por cristales fibrosos se encuentra afectada por la alteración Qz-Ser y la 2° generación está compuesta por cristales fibrosos que no se encuentran afectadas por ninguna alteración. Además, existe cristales de turmalina que están diseminados en cristales de crisocola.

De manera similar, para la brecha de turmalina de los depósitos supergigantes de cobre del cinturón de El Teniente, los estudios demuestran que la textura de estos cristales de turmalinas corresponde a “agujas” aisladas dispersas, como grupos radiales de cristales (rayos de sol) (King *et al.*, 2003), lo cual es muy similar a las características de los cristales de turmalina presentes en la brecha de turmalina mineralizada del área de estudio.

Otro caso similar al área de estudio se puede visualizar en las brechas de turmalina del yacimiento Río Blanco, ubicado en la región de Valparaíso, donde Hermosilla (2015) describe los cristales de turmalina como cristales radiales que los asocia a la exsolución de gases del pórfido cuprífero. También, se presentan como hábito tabular y cúmulos de cristales aciculares (ver figura 65)

En las brechas hidrotermales del área de estudio, la turmalina se puede encontrar como diseminaciones finas consistente en “manchitas negras irregulares” de material granular o en cristales finos dispuestos en forma radial o como agregados que reemplazan casi totalmente la roca (Parker *et al.*, 1963).

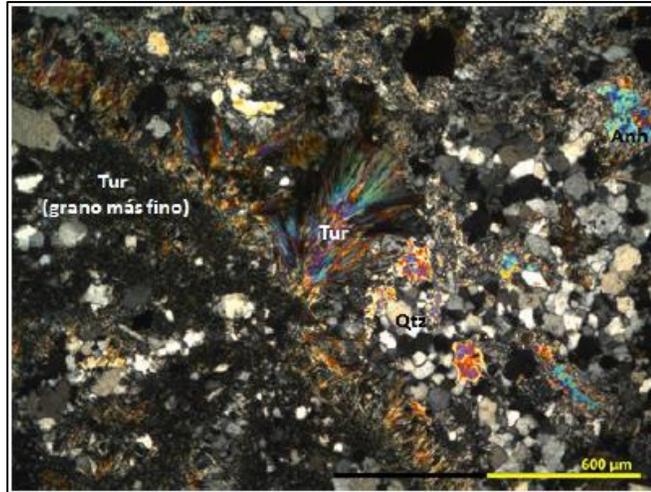


Figura 65: Cristal de turmalina de la brecha de turmalina del yacimiento Río Blanco (Hermosilla, 2015)

Con esta información es posible confirmar dos eventos de cristalización de la turmalina:

- El 1° evento ocurre durante la brechización donde los minerales de ganga conformado por turmalina de hábito prismático (mayoritariamente) y de hábito fibroso, cuarzo, y en menor cantidad, ortoclasa, plagioclasa y calcita, forman la mayor parte del material que cementa los fragmentos de la brecha, por lo que es común encontrar cristales euhedrales de cuarzo-turmalina y en otros lugares, se puede encontrar cubos y piritohedros de pirita y que rellenan parcial o totalmente las cavidades de la brecha. Estos minerales se depositaron antes que los sulfuros primarios: pirita y calcopirita (Parker *et al.*, 1963).
- El 2° evento ocurre la alteración hidrotermal. Las rocas alteradas contienen (además de los restos de los minerales originales) minerales como illita, sericita, caolinita, ortoclasa, calcita y cuarzo. Esta alteración hidrotermal inicia después de la formación de los cuerpos de brechas, pero antes del emplazamiento de los minerales sulfurados y siguió durante la etapa de depositación de sulfuros y terminó después de ella. Durante este proceso, se introdujeron ciertos minerales como la turmalina con hábito fibroso y en otros, en cambio, se formaron como resultado de reacciones químicas entre minerales preexistentes y las soluciones hidrotermales (Parker *et al.*, 1963).

Estudios similares realizados en la brecha de turmalina del cinturón de El Teniente, Andina y Los Pelambres, las muestras obtenidas apuntaron a que las turmalinas son ricas en Mg correspondiente a la serie de soluciones sólidas de schorlo-dravita (ver figura 66) y presentan un color negro mate (King *et al.*, 2003). Con esta información se puede inferir, macroscópicamente, que las muestras de turmalinas del área de estudio al presentar un color negro mate se pueden asociar a una turmalina de tipo “schorlo”. De igual manera, en el estudio de las turmalinas del yacimiento de Río Blanco presentan un color negro intenso por lo que se puede asociar a turmalinas de tipo “schorlo”.

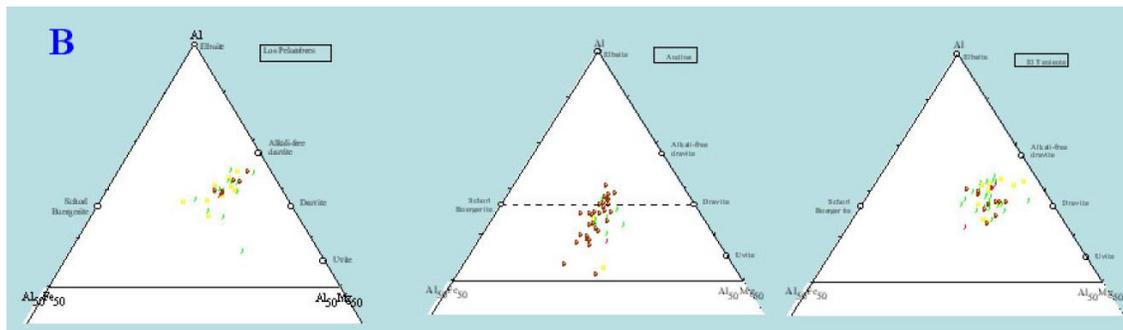


Figura 66: Diagrama ternario de Al-Fe50-Mg50 de muestras representativas de turmalina. De izquierda a derecha: Muestras de Los Pelambres, muestras de Andina y muestra de El Teniente (King *et al.*, 2003).

### 6.3 Discusión geoquímica de los cuerpos de turmalina

Los cuerpos de turmalina, cuarzo-turmalina y turmalina masiva, se encuentran ubicado por encima de los cuerpos de brecha y están levemente afectados por alteración supérgena desarrollando un típico sombrero de hierro o gossan (Parker *et al.*, 1963). Estos cuerpos al presentar poco contenido de Fe (evidenciado en su geoquímica, donde los valores de Fe son similares y bajos), el contenido de Cu también se ve afectado, disminuyendo su % por lo que se puede inferir que a menos contenido de Fe en el gossan menor es la cantidad de Cu precipitado por la lixiviación y, por ende, disminuirá el contenido de minerales asociados a Cu. Para los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada, al presentar características similares a los cuerpos antes mencionados y no

presentar una fuerte alteración supérgena indica que tiene solamente una pequeña o casi nula mineralización asociada a Cu. Aun cuando, este cuerpo presenta un valor de Cu de 0,04% se puede inferir que es un mineral que estaría presente en la estructura cristalina de la turmalina. En cambio, para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada están afectados por un intenso sombrero de óxidos de hierro que alcanza profundidades de hasta unos 5 metros. Esto se correlaciona positivamente con los mayores contenidos de Cu, como sulfuros y se puede verificar en la correlación positiva de Fe v/s Cu donde el Cu aumenta a medida que aumenta la intensidad de la alteración supérgena presente. La ocurrencia de sulfuros de Cu también se sustenta en la correlación positiva entre Cu v/s S.

La zona de oxidación contiene generalmente indicios de cobre en su parte superior, principalmente en forma de crisocola y la que se distribuye en las fracturas de la roca. La alta permeabilidad de la brecha habría permitido una completa oxidación y lixiviación de la pirita y calcopirita en la parte superior de estos yacimientos.

En general, los altos valores de  $Al_2O_3$  y  $SiO_2$  detectados en todos los cuerpos de turmalina podrían estar asociados a argilización y silicificación, respectivamente lo que corresponde a la parte superior del modelo del pórfido cuprífero de Sillitoe.

Los resultados geoquímicos realizados en los diferentes cristales de turmalina del área de estudio revelaron la presencia de Cu – Mo - Au - Ag y Zn lo cual podría sugerir una asociación genética con un sistema mineralizado tipo pórfido. Esto es consistente con los resultados obtenidos por Campbell (2017).

La presencia de matriz de turmalina puede indicar que el sistema puede haber sellado los conductos para mineralización fácilmente. La turmalina suele ser uno de los primeros minerales en precipitar en un sistema hidrotermal y en ese caso actúa de “sello” impidiendo la mineralización así las brechas generadas suelen ser estériles (Sillitoe, 2006). Esto es consistente con la ocurrencia de la unidad de brechas de turmalina estériles en el área de estudio. No obstante, la presencia de cuerpos de brecha mineralizada sugiere que este mecanismo de “sello” no siempre impide la depositación de menas a partir de los eventos hidrotermales más tardíos.

#### 6.4 Origen del Boro.

La formación de los depósitos de turmalina en el contexto andino ha estado estrechamente ligada en el tiempo a cambios en la configuración tectónica y volcánica del área. El aplanamiento progresivo del ángulo de subducción debajo del segmento de losa plana resultó en una migración hacia el este del arco volcánico y una disminución de la actividad magmática en la región. (Slack y Trumbull, 2011).

La presencia de turmalina en los depósitos hidrotermales puede indicar procedencia de los fluidos. En este sentido, estudios de isótopos de boro han demostrado en numerosas ocasiones que este elemento proviene desde sedimentos subducidos. Skewes (2003), señaló que el aplanamiento del ángulo de subducción puede haber aumentado las tasas de subducción de sedimentos y erosión por subducción a lo largo del margen continental, lo que resulta en un aumento en la proporción de componentes continentales incorporados a la fuente. Actualmente se está realizando un estudio de isótopos de boro sobre la turmalina y sus variadas rocas anfitrionas para dilucidar aún más este punto (Slack y Trumbull, 2011).

#### 6.5 Implicancias de la alteración hidrotermal y mineralización.

La sericita, que es uno de los minerales de alteración más abundante, está asociada con la mineralización metálica. La mayor parte de este mineral se formó por la alteración de plagioclasa, antes y durante la depositación de pirita y calcopirita (Parker *et al.*, 2003). En la investigación realizada por Alonso (2015) en las brechas de turmalinas del yacimiento de Río Blanco obtuvo como resultado de sus análisis que las alteraciones son las que controlan las leyes de cobre y no las unidades litológicas, aunque las características de la roca inciden en la interacción agua/roca dada su composición y permeabilidad. Esto se observa en la roca caja que posee diferentes grados de mineralización, por lo que encontrar el plutón no implica buenas leyes, pero sí en el caso de presentar un alto porcentaje de alteración sericita gris-verde. Esta alteración removilizaría el cobre, provocando un leve enriquecimiento hipógeno.

La turmalina está asociada con zonas de alteración potásica y fílica con brechas hidrotermales en numerosos depósitos de pórfidos de Cu en todo el mundo (King *et al.*, 2003). Neumann (1973) afirma que las brechas hidrotermales exhiben una alteración hidrotermal en los fragmentos y efectos de corrosión química: clastos normalmente están sericitizados, argilizados y/o silificados. La paragénesis turmalina-cuarzo-sulfuros (calcopirita / bornita o pirita)-carbonatos indica una evolución controlada por la temperatura. Los sulfuros suelen depositarse a temperaturas más bajas que los silicatos. Puede verse una gradación de temperatura según sus minerales en ambientes pórfidos que va: turmalina-cuarzo-sulfuros (calcopirita / bornita o pirita) – carbonatos (Sillitoe, 2006).

El contenido de K se puede asociar a feldespatos potásicos. En el caso para los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada presenta valores de K que corresponden al doble del valor de los demás cuerpos presentes. Campbell (2017) realizó análisis con sondajes donde encuentra una zonación metálica que corresponde a un núcleo de calcopirita-bornita y con presencia de alteración potásica, vetillas de calcopirita y turmalina con halos de cuarzo-sericita-pirita que corresponde a una alteración fílica y vetillas de calcopirita con halos de alteración propilítica. Todos estos análisis apuntan a la presencia de un sistema pórfido cuprífero.

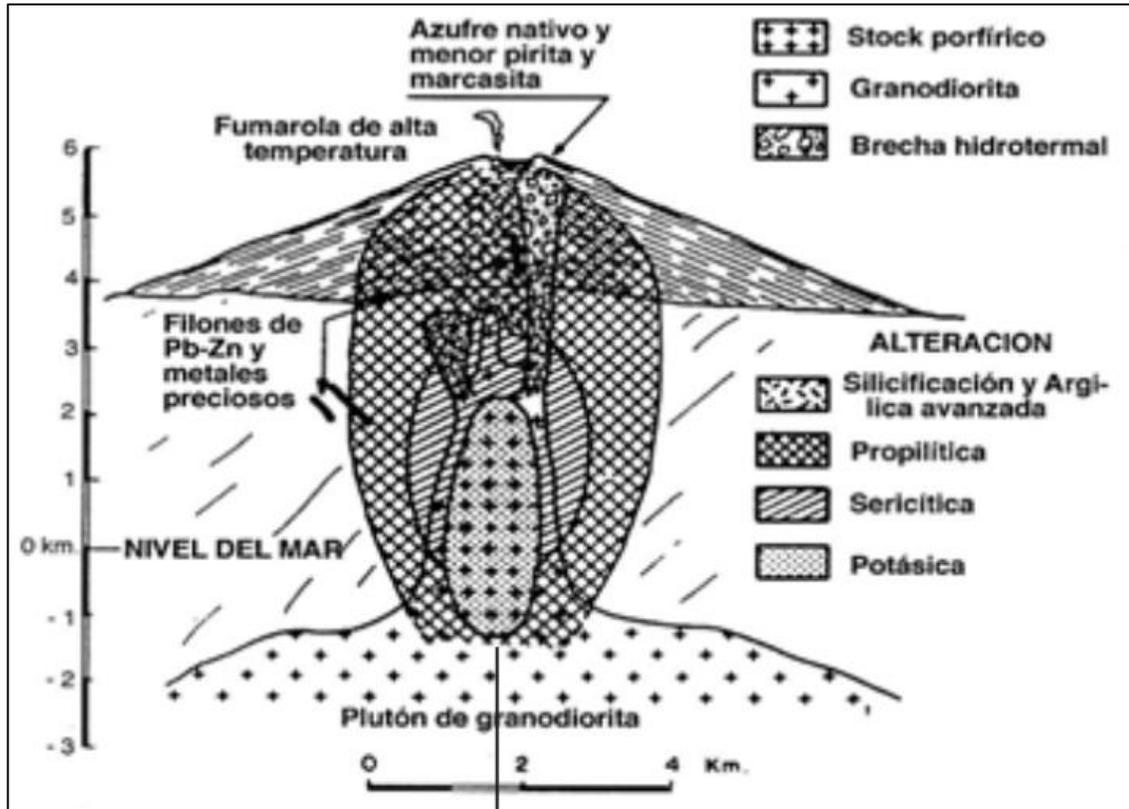


Figura 67 Relación espacial y magmática entre pórfidos cupríferos, plutonismo y volcanismo (Sillitoe, y Sawkins, 1971).

En los estudios realizados en el yacimiento cuprífero Río Blanco-Los Bronces, que corresponde a una brecha de turmalina donde el intrusivo está relacionado con la mineralización y es de composición granodiorítico presentan una alteración fílica marcada en sus niveles superficiales, propilitica en sus zonas marginales y alteración potásica, en la forma de feldespatos de potasio y biotita secundaria.

## CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS

- La visualización de diversos indicadores como los xenolitos, contactos, vetas y diques permite correlacionar las unidades vistas en el área, específicamente la relación entre las unidades de microdiotita porfídica y granodiorita porfídica de hornblenda.
- Explorar cuerpos de brecha de turmalina donde presenten una alteración tipo gossan muy intensa y que en su afloramiento presenten arcilla y sericita como mineral de alteración, limonitas, cuarzo secundario.
- Las brechas de turmalina observadas en el área de estudio corresponde a brechas de colapso hidrotermal y algunos contienen clavos mineralizados con buenas leyes de Au y Cu.
- Los valores de Cu detectados en los cuerpos hidrotermales no necesariamente se relacionarían a minerales de Cu sino que está presente en la ocurrencia cristalina de la turmalina.
- El orden cronológico de los eventos de formación de los cuerpos turmalinas sería:
  - 1) Fracturamiento y brechización
  - 2) Ascenso de fluido hidrotermal que formaría las brechas hidrotermal turmalinizadas y cono de turmalina masiva que se encuentra en la cúspide de las brechas de turmalinas.
  - 3) Percolación de fluido hidrotermal mineralizadores en los clastos y matriz de la brecha facilitando la mineralización de menas de Cu.
  - 4) Segundo ascenso de fluido hidrotermal que silifica y altera los fragmentos de la brecha y minerales formando el cuerpo de cuarzo-turmalina.
  - 5) Intensa alteración supérgena que facilita la formación de sombrero de hierro y seguido de lixiviación para la generación de minerales secundarios de cobre.
- Si la brecha de turmalina presenta un extenso sombrero de óxido hierro (gossan), los yacimientos contará abundante minerales metálicos.

- Las brechas son posteriores a los intrusivos. Esto sería consistente con la hipótesis que sostiene que la formación de los depósitos hidrotermales del tipo pórfido cuprífero dependería de los procesos que operan en las etapas finales del magmatismo.
- A partir de los sulfuros primarios y por acción de alteraciones supérgenas se formaron óxidos, sulfatos y carbonatos.
- Con respecto a la mineralización de la zona de estudio, fue posible encontrar crisocola (silicato de cobre), brochantita (sulfato de cobre), atacamita (cloruro de cobre), antlerita (sulfato de cobre), chenevixita (arsenato de cobre), comúnmente llamados “óxidos de cobre” debido a que estos corresponden a minerales que se encuentran en una zona de óxido en los depósitos de cobre. Además, en una zona específica del área de estudio fue posible encontrar mineralización de calcopirita (sulfuro de cobre) y pirita (sulfuro de hierro).
- Los valores anómalos de Mo se pueden considerar como subproducto y están asociados a fluidos hidrotermales que provienen de un núcleo hipoabisal.
- Las altas concentraciones de  $Al_2O_3$  y  $SiO_2$  pueden asociarse a la alteración específicamente argílica y silicea, las cuales corresponden a la parte alta de un pórfido cuprífero.

Como sugerencias para próximos trabajos:

- Realizar análisis de isótopos de B en los diferentes cristales de turmalinas para discriminar los ambientes de formación de cada una de ellas, como por ejemplo: reservorios corticales, graníticos, sedimentarios, volcánicos, de agua de mar, de salmuera de cuenca, evaporíticos marinos y evaporíticos no marinos.
- Realizar datación de edad de los cristales de turmalina y mineralización para evidenciar y ordenar eventos magmáticos – hidrotermales que dieron origen a los fluidos hidrotermales.
- Realizar análisis de microsonda electrónica y microscopio electrónico (SEM) para determinar y cuantificar de forma precisa los elementos que componen los cristales de turmalina.

## ANEXOS

**Anexo 1:** Tabla de elementos mayores.

ELEMENTOS (%)		MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO
CUARZO-TURMALINA							
D2705S60M1	D2705S6	1,441	1,525	63,494	0,079	0,043	0,081
D1810S1M1	D1810S1	0	5,436	44,072	0,48	0,505	1,285
D1810S1M2		1,118	6,082	48,843	0,27	0,108	0,523
D1810S1M3		3,022	11,212	36,206	0,239	0,192	0,937
D1810S1M4		1,32	1,657	13,363	0,238	0,212	2,077
D1810S1M6		5,67	9,374	88,997	0,11	0,084	0,691
D1810S1M7		4,079	13,901	62,659	0,072	0,356	1,012
D1810S2M1		D1810S2-1	2,14	2,035	18,8	0,027	0,026
D1810S2M2-1	2,54		9,42	22,153	0,047	0,332	0,998
D1810S2M2-2	2,362		8,584	68,03	0,34	0,875	0,984
D1810S2M3	1,079		1,06	35,856	0,07	0,035	0,113
D1810S2M2	4,096		10,169	49,852	0,074	0,046	0,829
D1810S1M8	D1810S1-4	4,648	9,591	55,07	0,102	0,055	2,034
D1810S1M9		6,251	11,801	27,422	0,087	0,237	1,77
D1810S1M10		6,565	15,545	36,131	0,093	0,567	2,855
D1810S1M11		15,986	19,394	35,549	0,134	0,174	1,637
D1810S1M12		2,202	9,307	15,872	0,409	0,097	1,148
D1810S1M13		12,396	18,115	26,448	0,241	0,072	4,18
D1810S1M14		5,342	16,108	25,981	0,786	0,154	3,721
D1810S2M12	D1810S2-2	7,533	17,295	54,284	0,638	0,05	1,259
D1810S2M13		3,965	9,297	61,831	0,072	0,051	0,745
D1810S2M14		1,803	6,505	18,302	0,131	0,014	1,025
D1810S2M15		1,968	9,115	23,546	0,105	0,187	1,132
D1810S2M16		3,074	13,071	21,385	0,31	0,009	2,159
D1810S2M17		0	1,34	35,55	0,239	0	19,42
D1810S2M18		1,969	0,791	2,535	0	0	4,758
D1810S3M1	D1810S3	1,783	2,479	27,078	0,061	0,039	0,363
D1810S3M2		6,116	14,628	51,39	0,1	0,059	1,239
D1810S3M3		2,958	8,374	40,554	0,124	0,043	0,683
D1810S3M4		5,181	12,593	52,492	0,496	0,135	0,792
D1810S3M5		2,327	14,045	37,341	1,701	0,3	2,817
D1810S3M6		1,04	6,001	30,234	0,374	0,366	0,921

Elemento (%)							
Turmalina masiva		MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO
D1810S2M12	D1810S2-2	7,533	17,295	54,284	0,638	0,05	1,259
D1810S2M13		3,965	9,297	61,831	0,072	0,051	0,745
D1810S2M14		1,803	6,505	18,302	0,131	0,014	1,025
D1810S2M15		1,968	9,115	23,546	0,105	0,187	1,132
D1810S2M16		3,074	13,071	21,385	0,31	0,009	2,159
D1810S2M17		0	1,34	35,55	0,239	0	19,418
D1810S2M18		1,969	0,791	2,535	0	0	4,758
D2705S6M1		D2705S6	1,165	8,407	51,025	0,181	0,954
D2705S6M2	0		6,981	92,608	0,284	0,061	0,524
D2705S6M3	0,932		10,209	37,652	0,362	1,305	3,972
D2705S6M4	4,129		12,512	42,579	0,035	0,065	0,334
D2705S6M5	2,105		16,517	49,104	0,498	0,538	1,244
D2705S6M6	0,701		5,946	82,729	0,062	0,064	0,526
D2705S6M7	4,738		13,427	65,708	0,359	0,286	0,72
D2705S6M8	2,79		11,223	58,676	0,066	0,513	0,8
D2705S6M9	3,475		18,14	36,621	0,324	0,085	3,748
D2705S6M10	3,434		12,767	62,616	0,13	0,126	4,793
D2705S6M11	1,938		7,214	30,844	0,099	0,018	1,851
D2705S6M12	1,972		8,105	71,121	0,109	0,101	1,723
D2705S7M1	D2705S7	0,93	10,485	49,201	0,232	0,29	1,494
D2705S7M2		1,639	6,207	58,133	0,143	0,043	2,965
D2705S7M3		1,125	1,203	45,31	0,039	0,034	0,161
D2705S7M4		0,805	5,368	38,47	0	2,365	1,063
D2705S7M5		3,828	13,787	64,022	0,083	0,354	1,212
D2705S7M6		0	9,286	75,603	0,001	0,073	1,83
D2705S7M7		4,963	15,432	66,17	0,528	0,081	1,451
D2705S7M8		3,895	15,263	45,781	0,263	0,792	1,932
D2705S7M9		0	8,202	51,624	1,083	2,072	1,009
D2705S7M10		2,221	11,79	85,599	0,04	0,104	1,523
D2705S7M11		0	6,297	47,625	0,066	2,894	0,768
D2705S7M12		1,715	12,529	23,515	0	0,187	0,662
D2705S7M13		6,348	25,948	47,645	0,115	0,209	1,233
D2705S7M14		4,142	15,443	65,088	0,059	0,067	1,149
D2705S7M15		0	0,774	76,101	0,051	0,062	0,189
D2705S60M1	D2705S6-0	1,441	1,525	63,494	0,079	0,043	0,081
D2705S9M6	D2705S9	4,877	14,587	71,234	0,076	0,102	0,652

Elementos (%)		MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO
Brecha de turmalina no mineralizada							
D2510S1M1	D2510S1	0	5,785	16,848	0,127	0,182	0,742
D2510S1M2		0	4,427	44,213	0,107	0	8,053
D2510S2M1	D2510S2	9,704	22,269	28,745	0,042	0,098	0,823
D2510S2M2		8,642	17,577	25,618	0,038	0,076	1,857
D2510S2M3		0	6,69	40,957	0,075	0,621	2,651
D2510S3M1	D2510S3	2,256	9,679	71,17	0,146	1,418	0,67
D2510S3M2		3,297	14,594	39,278	0,088	0,857	1,306
D2510S3M3		1,923	4,279	85,242	0,114	0,036	1,563
D2510S4M1	D2510S4	12,378	19,547	26,285	0	0,103	1,26
D1810S2M4	D1810S2-5	2,476	8,135	22,448	0,008	0,05	0,503
D1810S2M5		2,935	10,971	17,832	0,045	0,076	0,863
D1810S2M6		1,496	6,842	54,494	0,42	0,085	1,162
D1810S2M7		2,188	6,748	14,532	0,017	0,024	0,378
D1810S2M8		4,346	16,905	39,919	0,256	0,054	0,925
D1810S2M9		1,717	8,161	16,661	0,009	0,035	0,395
D1810S2M10		1,537	7,801	22,372	0,035	0,048	0,5
D1810S2M11		2,209	3,383	9,278	0,039	0,021	0,379
D1810S2M19		2,783	7,871	34,473	0,11	0,158	0,759
D1810S2M20	D1810S1-3	1,227	10,244	26,229	0	2,804	0,419
D1810S2M21		1,117	2,622	42,254	0,029	0,17	0,122
D1810S2M22		0	3,512	40,542	0,033	0,455	0,331
D1810S2M23		0	8,024	63,023	0,055	0,133	3,431
D2705S9M2	D2705S9	7,298	14,356	74,008	0,081	0,104	0,595
D2705S9M5		2,775	10,369	78,325	0,068	0,109	0,523
D2705S9M6		4,877	14,587	71,234	0,076	0,102	0,652
D2705S9M12		0	9,019	78,412	0,09	1,684	0,414
D2705S9M13		1,159	13,012	58,421	0	0,838	0,817
D2705S9M14		3,332	12,09	53,319	0,09	0,078	3,34
D2705S9M15		0	10,51	70,894	0,054	0,324	0,985

Elementos (%)								
Brecha de turmalina mineralizada		MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	
D2510S5M1	D2510S5	3,404	9,259	56,665	0,082	0,08	1,111	
D2510S5M2		5,515	15,693	22,602	0	0,031	0,841	
D1810S3M7	D1810S3-1	1,069	6,856	33,43	0,048	0,913	1,182	
D1810S3M8		0	1,956	36,954	0,079	1,042	5,477	
D1810S3M9		1,373	5,95	21,554	0,231	0,349	23,554	
D2705S9M1	D2705S9	1,246	12,587	58,943	0,057	5,474	0,759	
D2705S9M3		1,256	5,629	48,372	0,096	3,868	0,46	
D2705S9M4		1,503	12,29	54,686	0,272	3,15	0,745	
D2705S9M7		0	7,023	39,014	0,051	3,798	0,744	
D2705S9M8		4,127	21,981	48,685	0,163	4,902	0,85	
D2705S9M9		11,492	24,67	41,869	0,056	0,582	1,147	
D2705S9M10		0	6,844	47,444	0,126	4,771	0,602	
D2705S9M11		0	8,819	48,407	0,204	4,507	0,462	
D2705S8M1		D2705S8	0	6,65	55,448	0,387	0,113	1,48
D2705S8M2			0	4,917	29,555	0,155	0,037	1,025
D2705S8M3			1,061	2,346	24,156	0,662	0,477	1,446
D2705S8M4	2,279		9,162	70,648	0,232	0,128	0,903	
D2705S8M5	2,301		3,629	16,11	0,025	0,038	0,609	
D2705S8M6	2,563		10,815	64,345	0,354	1,58	1,4	
D2705S8M7	2,79		9,343	64,953	0,094	0,087	2,572	
D2705S8M8	0		5,576	64,229	0,442	0,043	1,091	
D2705S8M9	1,149		9,809	66,094	0,258	0,448	1,404	
D1810S1M15	D1810S1-3		3,403	10,023	49,821	0,29	0,058	1,007
D1810S1M16		3,452	7,69	34,534	0,045	0,065	0,694	
D1810S1M17		2,207	3,987	25,257	0,252	0,444	0,94	
D1810S1M18		0	1,769	12,601	0,466	0,075	1,392	
D1810S1M19		2,755	5,571	31,444	0,151	0,043	1,336	
D1810S1M20		1,119	2,681	52,553	0,217	0,112	0,766	
D1810S1M21		1,99	1,335	6,89	0,049	0	16,344	
D1810S1M22		4,216	11,01	73,175	0,105	0,084	0,93	
D1810S1M23		2,427	8,616	21,612	0,086	0,362	1,435	
D1810S1M24		8,623	17,87	39,499	0,072	0,154	1,342	
D1810S1M25		1,43	5,347	76,34	0,168	0,23	0,813	
D1810S1M26		2,587	3,718	15,918	1,766	0,019	3,485	

**Anexo 2:** Tabla de elementos económicos

ELEMENTOS (%)		Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Mo	Ag	Ce	Au	Pb	Th	U
CUARZO-TURMALINA																		
D2705S60M1	D2705S6	0,092	0,011	0	0,004	0,422	0	0,001	0,172	0,001	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0	0
D1810S1M1	D1810S1	0,128	0,011	0	0,082	15,129	0	0,003	0,072	0,041	0,063	0,059	0	0	0	0,071	0	0,023
D1810S1M2		0,445	0,01	0	0,014	5,595	0	0,002	0,014	0,008	0,021	0,007	0	0	0,001	0,009	0	0
D1810S1M3		0,154	0,021	0	0,019	7,386	0	0,003	0,029	0,007	0,024	0,007	0	0	0	0,003	0	0
D1810S1M4		0,018	0,011	0	0,025	8,461	0	0,012	0,217	0,021	0,123	0,046	0	0	0,002	0,051	0,002	0
D1810S1M6		0,171	0,003	0,014	0,01	4,375	0	0	0,003	0,003	0,014	0,001	0	0	0	0	0	0
D1810S1M7		0,492	0,007	0	0,032	5,632	0,001	0,002	0,012	0,002	0,011	0	0	0	0	0,003	0	0
D1810S2M1	D1810S2-1	0,195	0,003	0	0	1,413	0	0,006	0,005	0,003	0,018	0,007	0	0	0	0	0	0
D1810S2M2-1		0,261	0	0	0,024	6,636	0	0,008	0,019	0,004	0,034	0,003	0	0,125	0	0,008	0	0
D1810S2M2-2		0,555	0,012	0,012	0,019	10,118	0,002	0,002	0,013	0,002	0,03	0,001	0	0	0	0,005	0	0
D1810S2M3		0,056	0	0	0	0,765	0	0,003	0,005	0,003	0,006	0	0	0	0	0	0	0
D1810S2M2		0,252	0,006	0	0,011	4,237	0	0,001	0,005	0,002	0,017	0,001	0	0	0	0	0	0
D1810S1M8	D1810S1-4	0,514	0,014	0	0,027	5,611	0	0,001	0,024	0,09	0,007	0,001	0	0	0	0,01	0	0
D1810S1M9		1,004	0,057	0	0,225	9,376	0	0,005	0,038	0,011	0,051	0,002	0	0	0,001	0,022	0,001	0
D1810S1M10		0,842	0,073	0	0,033	8,47	0	0,002	0,025	0,004	0,046	0	0	0	0	0,003	0	0
D1810S1M11		1,02	0,004	0,034	0,03	5,421	0	0,004	0,021	0,003	0,034	0,001	0,009	0,291	0	0	0	0
D1810S1M12		0,688	0,04	0	0,09	6,971	0	0,008	0,078	0,005	0,03	0,003	0,006	0	0	0,017	0	0
D1810S1M13		0,67	0,044	0	0,11	10,27	0	0,004	0,102	0,004	0,019	0,002	0,002	0	0	0,013	0	0
D1810S1M14	1,101	0,043	0	0,036	7,536	0	0,002	0	0	0,02	0,001	0	0	0	0,004	0	0	
D1810S2M12	D1810S2-2	0,574	0,021	0	0,021	6,315	0,002	0,003	0,004	0,003	0,026	0	0	0	0	0,002	0	0
D1810S2M13		0,422	0,02	0	0,019	2,859	0	0,001	0,002	0,001	0,013	0,001	0	0	0	0,002	0	0
D1810S2M14		0,462	0,017	0	0,137	3,109	0	0,006	0,002	0,004	0,026	0,002	0	0	0	0	0	0
D1810S2M15		0,369	0	0	0,143	3,508	0	0,006	0,009	0,003	0,024	0	0	0,144	0	0,006	0	0
D1810S2M16		0,729	0,026	0	0,03	5,296	0	0,004	0,003	0,002	0,028	0,002	0	0	0,001	0,007	0	0
D1810S2M17		0,154	0,008	0	0,31	1,941	0	0	0,007	0,008	0,028	0,006	0	0	0,001	0	0	0
D1810S2M18	0,12	0,003	0	0,656	0,705	0	0,022	0,012	0,027	0,054	0,017	0	0	0,001	0,009	0	0	
D1810S3M1	D1810S3	0,184	0,005	0	0,005	1,171	0	0,006	0,04	0,003	0,014	0	0	0	0	0	0	0
D1810S3M2		0,566	0,024	0	0,025	5,397	0	0,002	0,008	0,003	0,024	0,001	0	0	0	0,003	0	0
D1810S3M3		0,398	0,015	0	0,016	3,121	0	0,004	0,006	0,004	0,019	0,001	0	0	0	0	0	0
D1810S3M4		0,291	0,022	0	1,221	6,207	0	0,003	0,105	0,047	0,013	0,004	0,005	0	0,001	0,045	0	0
D1810S3M5		0,537	0,018	0	0,149	6,377	0	0,005	0,037	0,009	0,026	0,001	0	0	0,001	0,006	0	0
D1810S3M6		0,273	0,02	0	1,243	5,155	0	0,004	0,04	0,059	0,009	0,003	0	0	0	0,011	0	0

Elemento (%)		Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Mo	Ag	Ce	Au	Pb	Th	U
Turmalina masiva																		
D1810S2M12	D1810S2-2	0,574	0,021	0	0,021	6,315	0,002	0,003	0,004	0,003	0,026	0	0	0	0	0,002	0	0
D1810S2M13		0,422	0,02	0	0,019	2,859	0	0,001	0,002	0,001	0,013	0,001	0	0	0	0,002	0	0
D1810S2M14		0,462	0,017	0	0,137	3,109	0	0,006	0,002	0,004	0,026	0,002	0	0	0	0	0	0
D1810S2M15		0,369	0	0	0,143	3,508	0	0,006	0,009	0,003	0,024	0	0	0,144	0	0,006	0	0
D1810S2M16		0,729	0,026	0	0,03	5,296	0	0,004	0,003	0,002	0,028	0,002	0	0	0,001	0,007	0	0
D1810S2M17		0,154	0,008	0	0,31	1,941	0	0	0,007	0,008	0,028	0,006	0	0	0,001	0	0	0
D1810S2M18		0,12	0,003	0	0,656	0,705	0	0,022	0,012	0,027	0,054	0,017	0	0	0,001	0,009	0	0
D2705S6M1		D2705S6	0,19	0,008	0	0,016	2,6	0	0,002	0,015	0,044	0,009	0	0	0	0	0	0
D2705S6M2	0,071		0,002	0,005	0,014	2,459	0	0	0,004	0,002	0,006	0,001	0	0	0	0	0	0
D2705S6M3	0,371		0,005	0	0,057	3,773	0	0,002	0,139	0,012	0,016	0,004	0	0	0	0,007	0	0
D2705S6M4	0,16		0	0,003	0,026	2,683	0	0,001	0,004	0,003	0,01	0,001	0	0	0,001	0,005	0,003	0
D2705S6M5	0,407		0,025	0,001	2,049	5,738	0,005	0,001	0,039	0,007	0,017	0,002	0	0	0	0,008	0	0
D2705S6M6	0,223		0,002	0	0,004	0,854	0	0,001	0,006	0,001	0,003	0	0	0	0	0	0	0
D2705S6M7	0,174		0,003	0,004	0,021	3,785	0	0,001	0,009	0,007	0,009	0,001	0,01	0	0	0,002	0	0
D2705S6M8	0,131		0,006	0,001	0,012	2,955	0	0,002	0,007	0,002	0,008	0	0	0	0	0	0	0
D2705S6M9	0,22		0,011	0,004	0,035	4,938	0	0,002	0,011	0,005	0,016	0,001	0	0	0	0,003	0	0
D2705S6M10	0,182		0,007	0,002	0,048	2,825	0	0,001	0,007	0,004	0,008	0,002	0	0	0	0,002	0	0
D2705S6M11	0,256		0	0	0,018	2,505	0	0,003	0,007	0,005	0,019	0,001	0	0	0,001	0,006	0	0
D2705S6M12	0,143		0,007	0	0,016	1,988	0	0	0,009	0,002	0,007	0,001	0	0	0	0	0	0
D2705S7M1	D2705S7	0,269	0,022	0	0,03	6,467	0	0,001	0,031	0,009	0,016	0,02	0	0	0,001	0,003	0	0,007
D2705S7M2		0,137	0,014	0	0,008	1,628	0	0	0,027	0,001	0,005	0,001	0	0	0	0	0	0
D2705S7M3		0,184	0,005	0	0,024	13,082	0	0,008	0,044	0,005	0	0,005	0	0	0,001	0,007	0	0
D2705S7M4		0,19	0	0	0	0,772	0	0,002	0,006	0,001	0,005	0	0	0	0	0	0	0
D2705S7M5		0,29	0,019	0	0,084	3,154	0	0,001	0,018	0,002	0,006	0,001	0	0	0	0,004	0	0
D2705S7M6		0,129	0,004	0,002	0,008	2,687	0	0	0,005	0,002	0,004	0,001	0	0	0	0	0	0
D2705S7M7		0,129	0,009	0,005	0,009	1,975	0	0	0,046	0,001	0,005	0,001	0	0	0,001	0	0	0
D2705S7M8		0,787	0,024	0,021	0,026	7,604	0	0,004	0,026	0,004	0,03	0,019	0	0,282	0	0,002	0	0,002
D2705S7M9		0,067	0,01	0	0,014	3,977	0	0,002	0,069	0,001	0,023	0,166	0	0	0	0,003	0,005	0
D2705S7M10		0,116	0,002	0,008	0,009	2,871	0	0	0,005	0,002	0,004	0,001	0,001	0	0,001	0	0	0
D2705S7M11		0,203	0,006	0	0,003	0,653	0	0,001	0,027	0,001	0,012	0,001	0	0	0,001	0	0	0
D2705S7M12		0,228	0,039	0	0,023	5,468	0	0,003	0,004	0,007	0,013	0,002	0	0	0	0,006	0	0
D2705S7M13		0,17	0,025	0,007	0,027	7,223	0,004	0,001	0,005	0,005	0,009	0,003	0	0	0	0,005	0	0
D2705S7M14		0,471	0,04	0,001	0,006	2,878	0	0,001	0,019	0,001	0,004	0,001	0	0	0	0	0	0
D2705S7M15		0,126	0,002	0	0,031	14,534	0,004	0,005	0,032	0,004	0	0,004	0	0	0,002	0,006	0	0
D2705S60M1	D2705S6-0	0,092	0,011	0	0,004	0,422	0	0,001	0,172	0,001	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0	0
D2705S9M6	D2705S9	0,344	0,01	0	0,009	3,082	0	0	0,004	0,001	0,006	0	0	0	0	0	0	0

Elementos (%)		Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Mo	Ag	Sn	Ce	Au	Pb	Th	U
Brecha de turmalina no mineralizada																			
D2510S1M1	D2510S1	0,035	0	0	0,131	22,42	0	0,007	0,066	0,022	0	0,06	0	0	0	0	0,017	0	0
D2510S1M2		0,014	0,012	0	0,012	2,387	0	0	0,024	0,002	0,012	0	0	0	0	0	0,003	0	0
D2510S2M1	D2510S2	0,272	0,123	0,007	1,093	5,781	0	0	0	0,005	0,023	0	0	0	0	0	0	0	0
D2510S2M2		0,282	0,031	0	0,085	5,257	0	0,003	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D2510S2M3		0,165	0,004	0	0,041	2,586	0	0	0,03	0,005	0,005	0,011	0	0	0	0	0	0	0
D2510S3M1	D2510S3	0,179	0,005	0	0,227	2,25	0	0	0,012	0,003	0,01	0	0	0	0	0	0,007	0	0
D2510S3M2		0,98	0,008	0	0,257	6,498	0	0,002	0,032	0,004	0,022	0	0	0	0	0	0,008	0	0
D2510S3M3		0,117	0,001	0,003	0,007	1,427	0	0	0,002	0,001	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0
D2510S4M1	D2510S4	0,314	0,034	0,004	0,109	7,696	0	0,005	0	0,006	0,034	0,023	0	0	0	0	0	0	0
D1810S2M4	D1810S2-5	0,335	0,02	0	0,32	9,492	0	0,004	0,086	0,022	0,023	0,004	0	0,007	0	0,001	0,005	0	0
D1810S2M5		0,328	0,026	0	0,708	9,128	0	0,006	0,061	0,019	0,027	0,007	0	0,005	0,106	0	0,004	0	0,003
D1810S2M6		0,764	0,004	0	0,029	5,013	0	0	0,324	0,01	0,012	0,003	0	0	0	0	0	0	0
D1810S2M7		0,248	0,002	0	0,077	2,607	0	0,006	0,019	0,007	0,02	0,002	0	0	0	0	0	0	0
D1810S2M8		0,588	0,022	0	0,025	5,93	0	0,001	0,263	0,009	0,018	0,005	0	0	0	0	0	0	0
D1810S2M9		0,351	0,004	0	0,097	3,552	0	0,004	0,014	0,006	0,017	0,001	0	0,02	0	0	0,005	0	0
D1810S2M10		0,246	0,033	0	0,367	1,0481	0	0,006	0,214	0,02	0,018	0,012	0	0,02	0	0	0,006	0	0
D1810S2M11		0,16	0,021	0	0,161	8,679	0	0,006	0,153	0,024	0,018	0,022	0	0,001	0	0	0,005	0	0
D1810S2M19		D1810S1-3	0,501	0,018	0	0,03	2,81	0	0,002	0,006	0,001	0,021	0,001	0	0,016	0	0	0	0
D1810S2M20			0,133	0,021	0	0,016	10,935	0	0,002	0,007	0,001	0,006	0,001	0	0	0	0	0,003	0
D1810S2M21			0,156	0,032	0	0	1,037	0	0,002	0,004	0,001	0,004	0	0	0	0	0	0	0
D1810S2M22	0,81		0	0	0,005	2,99	0	0,003	0,005	0,001	0,002	0,001	0	0	0	0	0	0	
D1810S2M23	0,213	0,006	0,029	0,004	2,326	0	0,001	0,003	0,001	0,007	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0		
D2705S9M2	D2705S9	0,198	0,006	0,006	0,016	2,997	0	0	0,007	0,002	0,007	0,001	0,001	0	0	0	0	0	
D2705S9M5		0,095	0,005	0	0,008	1,8	0	0,001	0,008	0,002	0,005	0,001	0	0	0	0	0	0	
D2705S9M6		0,344	0,01	0	0,009	3,082	0	0	0,004	0,001	0,006	0	0	0	0	0	0	0	
D2705S9M12		0,079	0,004	0	0,013	8,904	0	0,002	0,009	0,001	0,009	0,001	0,002	0	0	0	0,003	0	
D2705S9M13		0,166	0,009	0,003	0,016	8,005	0	0,001	0,013	0,002	0,017	0,002	0	0	0	0,001	0,002	0	
D2705S9M14		0,237	0,017	0,003	0,01	1,831	0	0	0,007	0,001	0,007	0,001	0	0	0	0	0	0	
D2705S9M15		0,136	0,005	0,001	0,019	4,289	0	0,001	0,009	0,003	0,006	0,001	0	0	0	0,001	0,005	0	

Elementos (%)		S	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Zr	Mo	Ag	Sn	Ce	Pt	Au	Pb	Th	U	
Brecha de turmalina mineralizada																							
D2510S5M1	D2510S5	0	0,185	0,006	0,004	0,009	2,557	0	0	0,002	0,002	0,013	0,008	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
D2510S5M2		0	0,262	0,007	0	0,124	6,843	0	0,004	0,03	0,005	0,025	0,005	0	0	0,03	0	0	0	0,003	0	0	
D1810S3M7	D1810S3-1	0,041	0,311	0,05	0	0,009	1,095	0	0,002	0,994	0	0,028	0,017	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	
D1810S3M8		0,093	0,199	0,062	0,002	0,505	10,07	0	0,005	7,064	0	0,029	0,014	0	0	0	0	0	0	0,004	0,002	0	
D1810S3M9		0,003	0,206	0,018	0	0,027	3,914	0	0,003	2,22	0,001	0,023	0,012	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D2705S9M1	D2705S9	0,428	0,162	0,002	0	0,048	2,347	0	0,001	4,349	0,005	0,016	0,005	0,004	0	0	0	0	0	0	0	0,007	
D2705S9M3		0,03	0,187	0	0	0,013	1,648	0	0	0,874	0,006	0,017	0,01	0,006	0	0	0	0	0	0,003	0	0	
D2705S9M4		0,118	0,199	0,015	0,003	0,008	6,322	0,003	0,001	0,793	0,004	0,042	0,013	0,026	0,002	0	0	0	0	0,004	0	0,007	
D2705S9M7		0,067	0,121	0	0	0,284	3,9	0	0,005	4,954	0,016	0,018	0,005	0,021	0	0	0	0	0	0,003	0	0	
D2705S9M8		0,117	0,355	0,027	0,002	0,016	6,974	0,009	0,001	0,365	0,003	0,017	0,005	0,007	0,001	0	0	0	0	0	0	0,001	
D2705S9M9		0,118	0,45	0,033	0	0,01	7,649	0,011	0	0,393	0,002	0,018	0,004	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	
D2705S9M10		0,016	0,17	0,006	0	0,236	2,341	0	0,002	0,861	0,003	0,017	0,01	0,005	0	0,008	0	0	0	0	0	0	
D2705S9M11		0,044	0,06	0	0	0,183	1,56	0	0,002	0,515	0,003	0,019	0,008	0,006	0,003	0	0	0	0	0	0,02	0	0
D2705S8M1		D2705S8	0,078	0,227	0,013	0,008	0,015	5,538	0	0,007	5,402	0	0,023	0,01	0,011	0,002	0	0	0	0	0,002	0,004	0,014
D2705S8M2			0	0,149	0,021	0	0,013	7,742	0	0,062	28,855	0	0,026	0,004	0,179	0	0,008	0	0	0	0	0,064	0,149
D2705S8M3	0,211		0,237	0	0	0	0,931	0	0,01	4,539	0,001	0,278	0,043	0,013	0	0	0	0	0	0	0	0,002	
D2705S8M4	0,146		0,229	0,015	0	0,012	5,034	0	0,003	3,956	0,001	0,046	0,001	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0,017	
D2705S8M5	0		0,185	0,039	0	0,006	4,229	0	0,023	11,131	0	0,021	0,002	0,071	0	0,014	0	0	0	0	0,013	0	
D2705S8M6	0,185		0,294	0,012	0	0,01	4,634	0,001	0,003	3,103	0,002	0,053	0,013	0,005	0	0	0	0	0	0	0	0,016	
D2705S8M7	0,495		0,321	0,005	0	0,022	6,571	0,002	0	1,629	0,001	0,017	0,007	0,011	0	0	0	0	0	0	0	0	
D2705S8M8	0,006		0,122	0,02	0	0,038	13,721	0,008	0,006	0,348	0,016	0,009	0,008	0,009	0	0	0	0	0	0,004	0	0	
D2705S8M9	0,542		0,314	0,019	0	0,111	12,338	0,008	0,003	0,05	0,005	0,018	0,008	0,009	0	0	0	0	0	0,007	0,007	0,006	
D1810S1M15	D1810S1-3		0,235	0,374	0,025	0,012	0,008	3,185	0	0,001	0,365	0,001	0,017	0,01	0	0	0	0,129	0	0	0	0	0
D1810S1M16		0,064	0,366	0	0,001	0,011	3,469	0	0,003	0,029	0,003	0,032	0,014	0	0	0	0,351	0	0	0	0	0	
D1810S1M17		0,074	0,143	0,001	0	0,014	2,332	0	0,014	4,874	0,012	0,017	0,002	0	0	0	0	0	0	0,007	0,004	0,01	
D1810S1M18		0,298	3,072	0,009	0	0,036	15,621	0,15	0,141	57,296	0,101	0,003	0,003	0,033	0,034	0	0	0,001	0	0,034	0,139	0,035	
D1810S1M19		0,143	0,502	0,03	0	0,343	17,958	0	0,003	0,514	0,016	0,015	0,002	0,006	0	0,006	0	0	0	0,112	0	0	
D1810S1M20		0,363	0,613	0,018	0	0,038	4,577	0	0,001	0,551	0,004	0,008	0,001	0	0,002	0	0	0	0	0,012	0	0	
D1810S1M21		1,379	0	0	0	0,231	31,08	0,019	0,007	5,234	0,042	0	0	0,022	0	0	0	0	0	0,065	0	0,003	
D1810S1M22		0,052	0,345	0,011	0,003	0,012	4,851	0	0	0,276	0,003	0,018	0,011	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	
D1810S1M23		0,143	0,674	0,043	0	0,035	5,025	0	0,007	0,026	0,005	0,053	0,008	0	0	0,028	0	0	0	0,003	0	0	
D1810S1M24		0	0,829	0,083	0	0,028	6,248	0	0,002	0,028	0,002	0,035	0,029	0,001	0	0,006	0	0	0	0,002	0	0	
D1810S1M25		0,338	0,194	0,009	0	0,018	4,845	0	0	0,443	0,006	0,006	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0,019	0	0	
D1810S1M26		0	0,434	0,015	0	0,011	3,461	0	0,009	2,681	0,005	0,032	0,004	0	0	0,02	0	0	0	0,015	0,018	0	

**Anexo 3:** Promedio de los elementos económicos de los diferentes cuerpos de turmalinas.

ELEMENTOS (%)	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn
PROMEDIO CUARZO-TURMALINA	0,429830423	0,017682143	0,00193307	0,14094021	5,51214524	0,00016257	0,0042328	0,03452632	0,01186217
PROMEDIO TURMALINA MASIVA	0,259949206	0,0114779	0,00175897	0,1114906	3,86650116	0,0004163	0,00249402	0,02275012	0,00532711
PROMEDIO BRECHA DE TURMALINA NO MINERALIZADA	0,290458824	0,017006863	0,00191569	0,14022059	5,37630404	0	0,00224387	0,04703186	0,00649877
PROMEDIO BRECHA DE TURMALINA MINERALIZADA	0,352554094	0,018163377	0,00103107	0,07515278	6,34677961	0,00568385	0,00923246	4,37844737	0,00757822

ELEMENTOS (%)	Sr	Mo	Ag	Sn	Ce	Au	Pb	Th	U
PROMEDIO CUARZO-TURMALINA	0,02762963	0,00580079	0,00067857	0,01338492	0,01797619	0,00030754	0,00969458	0,000096	0,00074537
PROMEDIO TURMALINA MASIVA	0,0132862	0,00741624	0,00030513	0,00234518	0,0119326	0,00036056	0,00266319	0,00022009	0,00024615
PROMEDIO BRECHA DE TURMALINA NO MINERALIZADA	0,01226838	0,0059549	0,00012353	0,00231838	0,00350735	0,00012721	0,00269779	0	0,0000992
PROMEDIO BRECHA DE TURMALINA MINERALIZADA	0,02972953	0,01388194	0,00118348	0,00364327	0,01263158	0	0,00860599	0,00688012	0,00767215

**Anexo 4:** Promedio de los elementos v/s abundancia de la corteza terrestre

Elementos	Cuerpo de Cuarzo-Turmalina	Cuerpo de Turmalina masiva	Cuerpo de Brecha de turmalina no mineralizada	Cuerpo de Brecha de turmalina mineralizada	Abundancia en la corteza terrestre (ppm)	Abundancia de la corteza terrestre (%)
Cl	0,036460185	0,036402808	0,037610294	0,000322478	130	0,013
Ti	0,429830423	0,259949206	0,290458824	0,003525541	4400	0,44
V	0,017682143	0,0114779	0,017006863	0,018163377	150	0,015
Cr	0,001933069	0,001758974	0,001915686	0,001031067	100	0,01
Mn	0,140940212	0,111490598	0,140220588	0,075152778	1000	0,1
Fe	5,512145238	3,86650116	5,376304044	6,346779605	465000	46,5
Co	0,000162566	0,0004163	0	0,005683845	25	0,0025
Ni	0,004232804	0,002494017	0,002243873	0,009232456	75	0,0075
Cu	0,034526323	0,022750122	0,047031863	4,378447368	50	0,005
Zn	0,011862169	0,005327106	0,006498775	0,007578216	2	0,0002
Se	0,000590741	0	0,000035	0,001027412	0,1	0,00001
Rb	0,000121296	0,001343162	0,000870098	0,005991959	150	0,015
Sr	0,02762963	0,013286203	0,012268382	0,029729532	300	0,03
Zr	0,010013492	0,010657021	0,008756127	0,008842105	150	0,015
Nb	0,00038254	2,73504E-05	0,000795833	0,000909357	20	0,002
Mo	0,005800794	0,007416239	0,005954902	0,013881944	1,5	0,00015
Pd	0	0	0	2,63158E-05	0,01	0,000001
Ag	0,000678571	0,000305128	0,000123529	0,00118348	0,05	0,000005
Cd	0,00006349	0	0,000035	0,000134503	0,1	0,00001
Sn	0,013384921	0,002345177	0,002318382	0,003643275	80	0,008
La	0	0	0	0,005426535	25	0,0025
Ce	0,01797619	0,011932601	0,003507353	0,012631579	81	0,0081
Hf	6,01852E-05	0,000025	0	0,004156798	3	0,0003
Ta	0,000746825	0,000557204	0,000677206	0,000391082	2	0,0002
W	0,000951323	0,000193407	0,001070098	0,003339547	1	0,0001
Pt	0,0000648	0,00002	0	0,000026	0,0005	0,00000005
Au	0,00030754	0,000360562	0,000127206	0	0,003	0,0000003
Hg	0,000191799	0,00002	0	0,00154386	0,002	0,0000002
Tl	0,000146825	0,000247863	6,86275E-05	0,000164474	0,45	0,000045
Pb	0,009694577	0,002663187	0,002697794	0,008605994	10	0,001
Th	9,000000E-05	0,000220085	0	0,006880117	10	0,001
U	0,00074537	0,000246154	9,92647E-05	0,007672149	2,5	0,00025

**Anexo 5:** Factor de enriquecimiento de los cuerpos de turmalina.

Elementos	Factor de enriquecimiento de los cuerpos cuarzo-turmalina	Factor de enriquecimiento de los cuerpos de turmalina masiva	Factor de enriquecimiento de los cuerpos de brecha de turmalina no mineralizada	Factor de enriquecimiento de los cuerpos de brecha de turmalina mineralizada
Cl	2,80462963	2,800216023	2,893099548	0,024806005
Ti	0,976887326	0,590793651	0,66013369	0,008012593
V	1,178809524	0,765193325	1,13379085	1,210891813
Cr	0,193306878	0,175897436	0,191568627	0,103106725
Mn	1,409402116	1,114905983	1,402205882	0,751527778
Fe	0,118540758	0,083150563	0,115619442	0,136489884
Co	0,065026455	0,166520147	0	2,273538012
Ni	0,564373898	0,332535613	0,299183007	1,230994152
Cu	6,90526455	4,55002442	9,406372549	875,6894737
Zn	59,31084656	26,63553114	32,49387255	37,89108187
Se	59,07407407	0	3,529411765	102,7412281
Rb	0,00808642	0,08954416	0,058006536	0,399463938
Sr	0,920987654	0,442873423	0,408946078	0,990984405
Zr	0,667566138	0,71046805	0,58374183	0,589473684
Nb	0,191269841	0,013675214	0,397916667	0,454678363
Mo	38,67195767	49,44159544	39,69934641	92,5462963
Pd	0	0	0	26,31578947
Ag	135,7142857	61,02564103	24,70588235	236,6959064
Cd	6,349206349	0	3,529411765	13,4502924
Sn	1,673115079	0,293147131	0,289797794	0,455409357
La	0	0	0	2,170614035
Ce	2,219282775	1,473160584	0,433006536	1,559454191
Hf	0,200617284	0,085470085	0	13,85599415
Ta	3,734126984	2,786019536	3,386029412	1,955409357
W	9,513227513	1,934065934	10,70098039	33,39546784
Pt	1296,296296	547,008547	0	526,3157895
Au	1025,132275	1201,872202	424,0196078	0
Hg	958,994709	136,7521368	0	7719,298246
Tl	3,262786596	5,508072175	1,525054466	3,65497076
Pb	9,69457672	2,663186813	2,697794118	8,605994152
Th	0,096560847	0,22008547	0	6,880116959
U	2,981481481	0,984615385	0,397058824	30,68859649

\*Factor de enriquecimiento = % del elemento en los cuerpos de turmalina / % abundancia de la corteza terrestre

## REFERENCIAS

Abad, E. 1980. Cuadrángulos Estación Algarrobal, Yervas Buenas, Cerro Blanco, Merceditas y Tres Morros, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile N°38, Escala 1:100.000, Instituto de Investigaciones Geológicas.

Akizuki, M.; Kuribayashi, T.; Nagase, T.; Kitakaze, A. 2001. Triclinic liddicoatite and elbaite in growth sectors of tourmaline from Madagascar. *American Mineralogist*. 86:364-369.

Alonso, R. 2015. Geología de los cuerpos de alta ley del sector de la Union Inferior, Yacimiento Río Blanco, Región de Valparaíso. Memoria para optar el título de geologo. Facultad de Ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile, p.180.

Anovitz, L.M y Grew, E.S. 1996. Mineralogy, petrology and geochemistry of boron: an introduction. In Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry (E.S Grew & L.M. Anovitz, eds.). Rev. Mineral. Vol. 33, p. 1-40.

Arévalo, C. 1994a. La Cuenca Hornitos: un hemigraben extensional del Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Precordillera de Copiapó, Chile. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol. I, p. 397-401.

Arévalo, C. 1994b. Mapa geológico del cuadrángulo Los Loros. Servicio Nacional de Geología y Minería. Documentos de Trabajo No 6, 1 mapa escala 1:100.000.

Arévalo, C. 1995. Mapa geológico de la Hoja de Copiapo, REgion de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de trabajo No 8, 1 mapa escala 1:100.000

Arévalo, C. 1999. The Coastal Cordillera/Precordillera boundary in the Tierra Amarilla Area (27°20'-27°40'S/70°05'-70°20'W), Northern Chile, and the structural setting of the Candelaria Cu-Au ore deposit. Ph.D. Thesis (Unpublished). Kingston University, 204 p. Kingston-upon-Thames. U.K.

Arévalo, C. 2005. Carta los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Arévalo, C.; Rivera, O; Iriarte, S. y Mpodozis, C. 1994. Cuencas extensionales y campos de calderas del Cretácico Superior-Terciario Inferior en la precordillera de Copiapó (27°-28°S), Chile. 7° Congreso Geológico Chileno, Vol. II, p. 1288-1292.

Arévalo, C; Grocott, J. 1997. The tectonic setting of the Chañarcillo Group and the Bandurrias Formation: an early-Late Cretaceous Transpressive Belt between the Coastal Cordillera and Precordillera, Atacama Region, Chile. In Congreso Geológico Chileno, N° 8, Actas, Vol. 1, p. 1604-1607. Antofagasta.

Baksheev, I.A, Chitalin A. F, Yapaskurt V. O., Vigasina M. F, I., Bryzgalov A., and Ustinov, V. I. 2010. Tourmaline in the Vetka Porphyry Copper–Molybdenum Deposit of the Chukchi Peninsula of Russia. *Moscow University Geology Bulletin*, 2010, Vol. 65, No. 1, pp. 27–38.

Bosi, F. y Luchessi S. 2007. Crustal chemical relationships in the tourmaline group: structural constraints on chemical variability. *American Mineralogist*. 92:1054-1063.

Cavarrette, G. y Puxedda, M. 1990. Schorl-dravite-ferridravite tourmaline deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Larderello geothermal field, Italy. *Economic Geology*. 85: 1236-1251.

Campbell, S. 2017. Geología, alteración y mineralización del Distrito Cabeza de Vaca. Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de Geólogo, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile, p.106.

Chong, G. 1985. Hallazgo de restos óseos de dinosaurios de la Formación Hornitos, Tercera Región de Atacama, Chile. Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 152-161. Antofagasta.

Clark, A.H.; Mortimer, C.; Sillitoe, R. 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrites flows, southern Atacama desert, Chile. *Nature*. 215:723-724.

Corbett, G.J y Leach, T.M (1998). Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization. Society of Economic Geologist, Special Publication Number 6, 237p.

Cornejo, P.; Mpodozis, C., Ramirez, C. y Tomlinson, A. 1993. Estudio geológico en la región El Salvador y Potrerillos. Servicio nacional de geología y minería-CODELCO. Informe registrado IR-93-01, 258p.

Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Kay, S. y Tomlinson, A. 1994. Volcanismo bimodal en régimen extensional del Cretácico Superior-Eoceno, El Salvador, Chile. 7° Congreso Geológico Chileno, actas Vol. II, p. 1306-1310.

Cornejo, P., Tomlinson, A., Mpodozis, C. y Tosdal, R. 1997. Evolución magmático-estructural y geocronología K-Ar y U-Pb del distrito Indio Muerto y Yacimiento El Salvador (III Región, Chile). VIII Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol. II, p. 911-915.

Cornejo, P., Tosdal, R., Mpodozis, C., Tomlinson, A., Rivera, O. y Faming, M. 1997. El Salvador, Shile Porphyry Copper Deposit Revisited: Geologic and Geochronologic Framework. *International Geology Review*, Vol. 39, p. 22-54.

Deer, W. A., Howie, R. A and Zussman. 1992. *J. An Introduction to the Rock Forming Minerals*, 2° Edición, editorial Pretince Hall, 689 p.,

Dutrow, B.L. y Henry, D.J. 2011. Tourmaline: a geological DVD. *Elements*. Vol. 7, p. 301-306.

Fareeduddin; Gupta, S.; Golani, P.R.; Kirmani, I.R y Chander, S. 2010. Tourmaline as metallogenic indicator: examples from Paleo-Proterozoic Pb-Zn and Cu-Au depositos f Rajasthan, India. *Journal of the Geological Society of India*. 76:215-243.

Frutos, J.; Tobar, A.; Thomas, A. 1975. Geología del área de sierra del Jardín, Salvador y Potrerillos (Inédito). Codelco-Chile, División Salvador, p. 1-41.

Griem, W. (2019): Museo Virtual de la Región Atacama (geovirtual2.cl).

Godoy, E. y Lara, L. 1998. Mapa Geológico de las Cartas Chañaral-Diego de Almagro. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, 1 mapa escala 1:100.000

Goldschmidt, V.N. 1992. *Atlas der Kristallformen*. Carl Winters Univertiäts Buchhanlug, Heidelberg, Germany IX, 193p.

- Groves, D. I; Condie, K. C; Goldfarb, R. J; Hronsky, J. M. A; Vielreicher, R, M. 2005. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology* 100: 203-224
- Gupta, S. y Jayananda, M. 2014. Tourmaline from the Archean G.RHalli gold deposit, Chitradurga greenstone belt, Dharwar cratón (India): Implications for the gold metallogeny. *Geoscience Frontiers*. 5:877-892.
- Hawthorne, F.C y Henry, D.J. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal Mineral*. 11:201-215.
- Hawthorne, F.C. 2002. Bond-valence constraints on the chemical composition of tourmaline. *Canadian Mineralogist*. 40:789-797
- Hawthorne, F.C y Dirlam, D.M. 2011. Tourmaline the indicator mineral: From atomic arrangement to Viking navigation. *Elements*. Vol. 7, p. 307-312.
- Henry, D.J y Guidotti, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*. 70:1-15.
- Henry. D.J y Dutrow, B.L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry* (Grew & L.M Anovitz, eds). *Reviews in Mineralogy*. 33:503-557.
- Henry, D.J; Novák M.; Hawthorne, F.C.; Ertl A.; Dutrow, B.L.; Uher, O.; Pezzotta, F. 2011. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *American Mineralogist*. 96:895-913.
- Henry. D.J; Kirkland B.L; Kirkland D.W. 1999. Sector-zoned tourmaline from the cap rock of a salt dome. *European Journal Mineral*. 11: 263-280.
- Hermosilla, J. M. 2015. Caracterización geológica y cronología de los eventos de intrusión/brechización y alteración/mineralización del Yacimiento Río Blanco, Región de Valparaíso, Chile. Tesis para optar grado de magister. Universidad Católica del norte, Departamento de Ciencias de la ingeniería, Chile, p.182.

- Holtz, F. y Johannes, W. 1991. Effect of tourmaline on melt fraction and composition of first melts in quartzofeldspathic gneiss. *European Journal of Mineral.* 3:527-536.
- Iriarte, S. 1994. La Caldera Jorquera: Una estructura de colapso del volcanismo explosivo del Paleoceno-Eoceno Inferior en la Precordillera de Copiapó. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. I, p. 67-70.
- Iriarte, S.; Arevalo, C.; Mpodozis, C. 1999. Hoja La Guardia, Region de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Mapas Geologicos, No. 13, 1 mapa escala 1:100.000.
- Kawakami, T. (2001). Boron depletion controlled by the breakdown of tourmaline in the migmatite zone of the Aoyama area, Ryoke metamorphic belt, southwestern Japan. *Canadian Mineralogist.* 39:520-527.
- King, R. W.; Rabbia, O. M.; Hernandez, L. B. y Lopez-Escobar, L. 2003. Tourmaline and tourmaline breccia pipes from the supergiant porphyry copper deposits of the El Teniente Belt, Central Chile. 10° Congreso Geológico Chileno. Universidad de Concepcion, Departamento de Ciencias de la Tierra, Chile.
- Klein, C y Hurlbut Jr, C.S. 1997. Manual de Mineralogia, basado en la obra de J.D.Dana. Ed. Reverté, España. Vol. 2, p. 520-527.
- Leeman, W.P. y Sisson, V.B. 1996. Geochemistry of boron and its implications for the cristal and mantle processes. In *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry* (Grew & L.M. Anovitz, eds). *Rev. Mineral.* Vol. 33, p. 645-708.
- LeFort, D., Hanley, J., and Guillong, M. 2011. Subepithermal Au–Pd Mineralization Associated with an Alkalic Porphyry Cu–Au Deposit, Mount Milligan, Quesnel Terrane, British Columbia, Canada, *Econ. Geol.*, 2011, vol. 106, pp. 781– 808.
- López, L., Vergara M. 1982. Geoquímica y petrogénesis de rocas granodioríticas asociadas con el yacimiento cuprífero Río Blanco-Los Bronces. *Revista Geológica de Chile.* N° 15, p.59-70.
- Lucassen, F.; Fowler, C.M.R.; Franz, G. 1996. Formation of magmatic crust at the Andean continental marging during early Mesozoic: a geological and termal modelo of the North Chilean Coast Range. *Tectonophysics.* 262:236-279.

- Marschall, H.R.; Altherr, R.; Kalt, A.; Ludwig, T. 2008. Detrital, metamorphic and metasomatic tourmaline in high-pressure metasediments from Syron (Greece): intra-grain boron isotope patterns determined by secondary-ion mass spectrometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 155:703-717.
- Matthews, S.; Cornejo, P.; Riquelme, R. s.f. Carta Inca de Oro, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000.
- Meyer, C. y Hemley, J.J. 1967. Wall rock alteration. En: *Geochemistry of Hydrothermal ore Deposits*, Primera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication, 166-235.
- Moore, J.N.; Christenson B.W; Allis, R.G.; Browne P.R.L; Lutz, S.J. 2004. The mineralogical consequences and behavior of descending acid-sulfate Waters: an example from the Karaka-Telaga Bodas geothermal systems, Indonesia. *Canadian Mineralogist*. 42:1483-1499.
- Morgan, G. y London, D. 1989. Experimental reactions of amphibolite with boron-bearing aqueous fluids at 200 MPa: implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 102:281-297.
- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the Southern Atacama Desert, Chile. *Journal of Geological Society of London*, Vol. 129, p. 505-526.
- Mpodozis, C. y Allmendinger, R. 1992. Extensión Cretácica en el Norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27°S): significado para la evolución tectónica de los Andes. *Revista Geológica de Chile*. Vol I, p. 67-70.
- Mpodozis, C. y Allmendinger, R. 1993. Extensional Tectonics, Cretaceous, Northern Chile (27°S). *Geological Society of American Bulletin*, Vol. 105, p. 1462-1477.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Kay, S. M.; Tittler, A. 1995. La franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, p. 273-313.

- Muzzio, G. 1980. Geología de la región comprendida entre el Cordón de Varillar y sierra Las Vizcachas, Precordillera de Copiapó, Chile. Memoria de Titulo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 176 p.
- Nakano, T. y Nakamura, E. 2001. Boron isotope geo-chemistry of metasedimentary rocks and tourmalines in a subduction zone metamorphic suite. *Phys. Earth Planet.* 127:233-252.
- Neumann, H. 1972. Mineralizaciones tipo cobre porfídico en Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas. *Revista Geologica de Chile*, p. 67-73.
- Olson, S. F. 1983. Geology of the Potrerillos District, Atacama, Chile. Unpublished Ph. D. Thesis. Stanford University, 190 p. Stanford, California.
- Olson, S. F. 1989. The stratigraphic and structural setting of the Potrerillos porphyry copper district, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, N° 1, p. 3-30.
- Parker, R.; Salas, R.; Perez, G. 1963. Geología de los distritos mineros Checo de Cobre, Pampa Larga y Cabeza de Vaca, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N° 14.
- Perez, E.; Reyes, R.; Rubilar, A. 1999. Estado de avance de los estudios de osamentas de dinosaurios recolectados en quebrada La higuera, sur de Copiapo. Inedito. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe paleontologico, No. 1999-2, 5p.
- Pezzotta, L. y Laurs, B.M. 2001. Tourmaline: The kaleidoscopic gemstone. *Elements*. Vol. 7, p. 333-338.
- Ram Mohan, M.; Kamber, M.; Balz, S.; Piercey, S.J. 2008. Boron and Arsenic in highly evolved felsic rocks: implications for Archean subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*. 27:479-488.
- Rivera, G. 2010. Estudio de diagnóstico geológico distrital. Informe interno, Empresa Nacional de Minería, Copiapó, Chile, 109p.

- Rivera, O. y Mpodozis, C. 1991. Volcanismo explosivo del Terciario Inferior en la Precordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile: Las calderas Lomas Bayas y El Durazno. 6° Congreso Geológico Chileno. Actas, p. 213-216, Viña del Mar
- Rivera, O. 1992. El complejo volcano-plutónico Paleoceno-Eoceno del Cerro Durazno Alto: las calderas El Durazno y Lomas Bayas, región de Atacama, Chile. Tesis. Depto de Geología de la Universidad de Chile, 242p.
- Rivera, O. y Mpodozis, C. 1994. La megacaldera Carrizalillo y sus Calderas anidadas: Volcanismo Sinextensional Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Precordillera de Copiapó. 7° Congreso Geológico Chileno. Actas Vol. 1, p. 149-153
- Rivera, O. 1995. Proyecto Estudio Geológico Sector Kilómetro 14, Escala 1:25.00. Superintendencia de Geología, División El Salvador. Codelco Chile / CEG Ltda. Informe inédito, 50 p.
- Rivera, O. 1996. Proyecto Estudio Geológico del Proyecto Las Vegas, Escala 1:10.000. Gerencia de Exploraciones. Codelco Chile / CEG Ltda. Informe inédito, 32 p.
- Rivera, O. 1996. Proyecto Estudio Geológico Distrital del Cerro Vicuña, Sector Sureste de El Salvador, Escala 1:25.000. Gerencia de Exploraciones. Codelco, Chile / CGE Ltda. Informe inédito, 79 p.
- Rivera, O.M.; Falcon, M. F. 2000. Calderas tipo colapso-resurgentes del Terciario Inferior en la pre-cordillera de la región de Atacama: emplazamiento de complejos volcano-plutónico en las cuencas volcano-tectónicas extensionales Hornitos e Indio Muerto. Comunicación presentada en: 9° Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, p. 67-71, Puerto Varas, Chile.
- Rivera, O. 1997. Proyecto Estudio Geológico Distrital del Cerro Indio Muerto, Sector oriental de El Salvador, Escala 1:10.000, Codelco Chile / CEG Ltda. Informe inédito, 117 p.
- Robbins, C.R.; Yoder, H.S. 1962. Stability relations of dravite, a tourmaline. Carnegie Inst. Washington Year. Book 61, p. 106-107.

Rodríguez, A. y Fernández, J. L. 2015. Las geoformas volcánicas y su modelado morfológico con Sistema de Información Geográfica (SIG). [en línea] (fecha de consulta: 13/04/2021). Disponible en: <https://www.researchgate.net/publication/282943835>.

Rose, A.W., Hawkes H.E. & Webb, J.S. (1979): *Geochemistry in Mineral Exploration*. - 2ª edición, 656p., Academic Press (New York).

Russo, R. M. y Silver P. G. 1996. Cordillera formation, mantle dynamics and the Wilson Cycle. *Geology*, Vol. 24, p. 511-514.

Slack, J.; Trumbull, R. 2011. Tourmaline as a recorder of ore-forming processes. *Elements*, Vol. 7, p. 321-326

Segestrom, K. 1959. Cuadrangulo Los Loros, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geologica de Chile, Vol. 1, No. 1, 33p., 1 mapa escala 1:50.000.

Segestrom, K. 1968. Geología de las Cartas Copiapó y Ojos del Salado. Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, No. 24, 58 p., 1 mapa escala 1:250.000

Segestrom, K.; Parker, R.L. 1959. Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, Vol. 1, 33p.; 1 mapa escala 1:50.000.

Scheuber, E; Gonzalez, G. 1999. Tectonic of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18:895-910.

Sillitoe, R. y Sawkins, F. 1971. Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile. *Economic Geology*, Vol.66.

Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore\_Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits in Volcanic,

Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth, *Econ. Geol. Soc. Special Publ.*, 2003, no. 10, p. 315–345.

Sillitoe, R.H., Porphyry Copper Systems, *Econ. Geol.*, 2010, vol. 105, pp. 3–41.

Slack, J.F. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry* (Grew, E.S., Anovitz, L.M, eds.). *Reviews in Mineralogy*. Vol. 33, p. 559-643.

Taylor, B.E y Slack, J.F. 1984. Tourmaline from Appalachian-Caledonian massive sulphide deposit: textural, chemical and isotopic relationships. *Economic Geology* 79: 1703-1726.

Thomson, J.A. 2006. A rare garnet-tourmaline-sillimanite-biotite-ilmenite-quartz assemblage from the granulite-facies region of the south-central Massachusetts. *American Mineralogist*. 91: 1730-1738.

Uyeda, S. 1982. Subduction zones: an introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*, 81:133-159.

Van Hinsberg, V.J. y Marschall H.R. (2007). Boron isotope and light element sector zoning in tourmaline: implications for the formation of B-isotopic signatures. *Chemical Geologist*. 238:141-148.

Van Hinsberg, V.J. y Schumacher J.C (2007). Intersector element partitioning in tourmaline: a potentially powerful single crystal thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 153:289-301.

Van Hinsberg, V.J.; Henry, D.J.; Dutrow, B.L. (2011a). Tourmaline as a petrologic forensic tool: A unique recorder of its geologic past. *Elements*, Vol. 7, p. 327-332.

Van Hinsberg, V.J.; Henry, D.J.; Marschall H.R. (2011b). Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. *Canadian Mineralogist*. 49: 1-16.

Vikentyev, I., Banda, R., Tsepina, A., et al., 2005. Mineralogy and Formation Conditions of Portovelo-Zaruma Gold-Sulphide Vein Deposit, Ecuador, *Geochem. Mineral. Petrol.*, 2005, vol. 43, pp. 148–154.

Von Goerne, G.; Franz, G. & Robert, J.L. 1999. Upper thermal stability of tourmaline + quartz in the system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O and Na<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- SiO<sub>2</sub>-B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O-HCl in hydrothermal solutions and siliceous melts. *Canadian Mineralogist*. 37:1025-1039.

Wadoski, E.R.; Grew, E.S.; Yates, M.G. 2011. Compositional evolution of tourmaline-supergroup minerals from granitic pegmatites in the Larsemann Hills, East Antarctica. *Canadian Mineralogist*. 49:381-405.

Werner, D.; Gomila, R.; Arancibia, G. s.f. Ocurrencia de elementos químicos de Tierras Raras en yacimientos tipo Óxido de Hierro-Cobre-Oro andinos. Pontificia Universidad Católica de Chile.

Wolf, M.B y London, D. 1997. Boron in granitic magmas; stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 130:12-30.

Zentilli, M. 1974. Geological evolution and metallogenic relationship in the Andes of Northern Chile between 26° and 29°. Ph.D. Thesis (Unpublished). Queen's University, 446p., Kingston, Canada.

