



Universidad de Chile
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geología

**GEOQUÍMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL
YACIMIENTO MANTOS BLANCOS, II REGIÓN DE
ANTOFAGASTA, CHILE: COMPARACIÓN CON AGUAS
SUBTERRÁNEAS DEL PÓRFIDO SPENCE Y CON
INCLUSIONES FLUIDAS ATRAPADAS EN ATACAMITAS
DE AMBOS DEPÓSITOS**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MARCELA PAZ ROBLES BELLO

**PROFESOR GUÍA:
MARTIN REICH MORALES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CARLOS PALACIOS MONASTERIO
KATJA DECKART**

**SANTIAGO DE CHILE
ENERO 2008**

Resumen

En este estudio se caracterizó la composición geoquímica de las aguas subterráneas del yacimiento de Mantos Blancos, comparándola con datos previamente publicados de las aguas subterráneas del yacimiento Spence. Se compararon los totales de sólidos disueltos y se observaron las relaciones geoquímicas entre los iones mayoritarios de ambas aguas.

Se realizó una comparación de los valores de salinidad de las inclusiones fluidas de Mantos Blancos con los obtenidos de las inclusiones fluidas de Spence, además de la confrontación de estos valores con los adquiridos en la geoquímica de las aguas de los yacimientos mencionados anteriormente.

Se determinó que las aguas subterráneas de Mantos Blancos presentan una variación importante en salinidad, además de la existencia de 2 miembros extremos, Miembro Terminal Salino y Miembro Terminal Diluido. Estas aguas subterráneas resultaron ser bastante similares a las aguas de Spence. Además se puede apreciar la existencia de una correlación entre las salinidades de las aguas subterráneas y las de las inclusiones fluidas de ambos yacimientos, denotando una génesis común.

Gracias a la correlación de las aguas subterráneas de Mantos Blancos con las aguas de Spence se puede sugerir una procedencia profunda para las aguas que dieron origen a las atacamitas (ej. “deep formation waters”), consistente con la hipótesis de Cameron y otros del “tectoning pumping”.

Índice

Agradecimientos.....	i
Error! Marcador no definido.	
1. INTRODUCCION	8
1.1. Ubicación y accesos.....	8
1.2. Objetivos	9
Generales.....	9
Específicos.....	9
1.3. Antecedentes.....	10
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	12
2.1. Rocas estratificadas.....	13
2.1.1. Formación Sierra del Tigre	14
2.1.2. Metasedimentitas del Cerro Alibaud.....	15
2.1.3. Formación La Negra.....	16
2.1.4. Secuencias volcánicas de Mantos Blancos.....	17
2.1.5. Domo Riolítico.....	18
2.1.6. Gravas Aterrazadas.....	18
2.1.7. Depósitos de sedimentos no consolidados modernos.....	19
2.2. Rocas Intrusivas.....	19
2.2.1. Plutón Ancla.....	20
2.2.2. Plutón Alibaud.....	20
2.2.3. Cuerpos subvolcánicos dacíticos.....	21
2.2.4. Diorita Mantos Blancos.....	21
2.2.5. Enjambre de diques	22
3. FUNDAMENTOS Y METODOLOGÍA.....	23
3.1. Geoquímica de las aguas.....	23

3.1.1.	Cálculo de Balance de Cargas.....	23
3.1.2.	Equivalencia % en peso NaCl equivalente con TSD.....	24
3.2. Inclusiones Fluidas	25
3.2.1.	Forma y ocurrencia de las inclusiones fluidas.....	25
3.2.2.	Minerales hijos.....	25
3.2.3.	Tipos de inclusiones.....	25
3.2.4.	Temperatura.....	27
3.2.5.	Salinidad.....	27
3.2.6.	Ebullición.....	28
3.2.7.	Supuestos básicos en estudios de inclusiones fluidas.....	29
3.2.8.	Realización de estudio termométrico.....	30
4.	RESULTADOS	31
4.1. Geoquímica de las aguas subterráneas de Mantos Blancos.....	31
4.1.1.	Salinidad de las aguas.	32
4.1.2.	Geoquímica de iones.....	33
4.2. Comparación geoquímica de las aguas subterráneas de Mantos Blancos y Spence.....	42
4.3. Inclusiones fluidas.	50
4.3.1.	Resultados microtermometría.....	50
5.	DISCUSIÓN	56
5.1. Controles de la composición de las aguas subterráneas de Mantos Blancos.....	56
5.2. Interpretación geológica	59
6.	CONCLUSIONES.....	63
7.	REFERENCIAS	64

Índice de Figuras

Figura 1: Accesos Mantos Blancos, figura tomada de de “Rutas de Chile”, 2001, COPEC.....	8
Figura 2: Precipitaciones promedio en la Cordillera de la Costa, Depresión central, Pre-cordillera y Alta Cordillera en el norte de Chile (Cameron et al 2006).....	11
Figura 3: Ubicación de la zona de estudio; ADL, Lineamiento Calama - Antofagasta; DFZ, zona falla Domeyko (Cameron et al 2006).	11
Figura 4: Mapa geológico regional, tomado de Ramirez et al (2006).	13
Figura 5: Total sólidos disueltos v/s frecuencia en las aguas subterráneas de Mantos Blancos.....	32
Figura 6: Total Sólidos Disueltos versus cloruro, aguas subterráneas Mantos Blancos.....	33
Figura 7: Total Sólidos Disueltos versus cloruro, aguas subterráneas Mantos Blancos.....	34
Figura 8: Total Sólidos Disueltos versus sulfatos en aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log - log	35
Figura 9: Total sólidos disueltos versus calcio en aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log –log.....	36
Figura 10: Total sólidos disueltos versus concentración de cobre en aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log-log	37
Figura 11: Cloruros versus sodio en aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log – log.	38
Figura 12: Cloruros versus concentración de cobre en aguas subterráneas Mantos Blancos,.....	39
Figura 13: Sulfatos versus cloruros, aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log – log.	40
Figura 14: Sulfatos versus calcio, aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log - log	41
Figura 15: Total de Sólidos Disueltos versus la frecuencia en el caso de Mantos Blancos y de Spence	42

Figura 16: Total Sólidos Disueltos versus cloruro , para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.	43
Figura 17: Total Sólidos Disueltos versus sodio, para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.	44
Figura 18: Total Sólidos Disueltos versus sulfatos en aguas subterráneas Mantos Blancos, para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.	45
Figura 19: Total sólidos disueltos versus calcio en aguas subterráneas Mantos Blancos. , para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.	46
Figura 20: Cloruros versus sodio en aguas subterráneas Mantos Blancos. , para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.....	47
Figura 21: Sulfatos versus cloruros, aguas subterráneas Mantos Blancos, para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.....	48
Figura 22: Sulfatos versus calcio, aguas subterráneas Mantos Blancos, para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.	49
Figura 23: Gráfico de salinidad en inclusiones fluidas versus frecuencias para Spence y Mantos Blancos.	53

Figura 24: Histograma de comparación entre las aguas subterráneas e inclusiones fluidas de Mantos Blancos.....	54
Figura 25: Histograma de comparación entre las aguas subterráneas e inclusiones fluidas de Spence.	55
Figura 26: Cl^- versus $(\text{Na}^+/\text{Cl}^-)$ molar de las aguas subterráneas de Mantos Blancos, gráfico semilog.	57

Índice de Tablas

Tabla 1: Análisis químicos de las aguas subterráneas de Mantos Blancos.....	31
Tabla 2: Valores obtenidos de inclusiones fluidas en atacamita del depósito Spence	51
Tabla 3: Valores obtenidos de inclusiones fluidas en atacamita del yacimiento Mantos Blancos.....	52
Tabla 4: Promedio Na^+/Cl^- según cantidad de sólidos disueltos en las aguas de Mantos Blancos.....	58
Tabla 5: $\text{SO}_4^{-2}/\text{Ca}^{+2}$ según cantidad de sólidos disueltos en las aguas de Mantos Blancos.....	58

1. INTRODUCCION

1.1. Ubicación y accesos

El yacimiento cuprífero de Mantos Blancos se encuentra ubicado en el sector oriental de la Cordillera de la Costa en la segunda región de Antofagasta, 40 km al noreste del puerto homónimo ($23^{\circ} 26' 30''$ S, $70^{\circ} 4' 10''$ N).

El acceso es por la Carretera Panamericana norte (Ruta 5 Norte) en el tramo que une las ciudades de Antofagasta y Calama, ubicándose la entrada a 45 km de la primera ciudad (ver Figura 1).



Figura 1: Accesos Mantos Blancos, figura tomada de de “Rutas de Chile”, 2001, COPEC.

1.2. Objetivos

Generales

Caracterizar la composición química de las aguas subterráneas del yacimiento de Mantos Blancos, proponiendo alternativas para explicar su origen y su potencial rol e influencia en procesos supérgenos de oxidación de yacimientos de Cu en condiciones de hiper aridez.

Específicos

1. Determinar la composición y concentración de los iones mayoritarios en las aguas subterráneas actuales del yacimiento Mantos Blancos.
2. Comparar la composición de las aguas subterráneas de Mantos Blancos con aquellas reportadas en el yacimiento tipo pórfido de Spence (Leybourne y Cameron, 2006).
3. Comparar la salinidad de las aguas subterráneas actuales con la salinidad de las inclusiones fluidas atrapadas en atacamitas presentes en la zona de oxidación de ambos yacimientos, con el propósito de testear si las aguas actuales tienen similitudes o diferencias con las soluciones que dieron origen a las atacamitas.

1.3. Antecedentes

La demanda de recursos hídricos ha crecido progresivamente en el mundo, especialmente en zonas áridas e hiper áridas (Meigt *et al.*, 1999). En ambientes de gran aridez, tales como el desierto de Atacama, existe una intensa competencia de intereses por los limitados recursos de agua como para el consumo humano y para la enorme industria de extracción de cobre (Romero, 2002; Nuñez y Grosjean, 2003). Las aguas subterráneas en la II Región de Chile han sido tradicionalmente consideradas como de origen meteórico, provenientes desde el oriente, alimentadas por las lluvias que ocurren a 3.000 m de altura en la Cordillera de los Andes (Margaritz *et al.*, 1989), escenario que se habría mantenido en general desde el inicio de la hiper aridez en el norte de Chile (3 Ma; Hartley y Chong, 2002). Sin embargo, las escasas precipitaciones anuales no permiten la recarga de acuíferos por precipitación directa (Figura 2). Las aguas subterráneas y las escasas aguas superficiales en el norte de Chile son altamente variables en la concentración total de solutos disueltos (Margaritz *et al.*, 1989, 1990; Alpers y Whittemore, 1990; Aravena y Suzuki, 1990; Carmona *et al.*, 2000; Risacher *et al.*, 2003; Romero *et al.*, 2003). El origen de las aguas diluidas y salinas en los acuíferos del desierto de Atacama y de los constituyentes disueltos en esas aguas es un tema de debate en la actualidad. Sillitoe y Mckee (1996) proponen la hipótesis la evaporación de agua meteórica, Arcuri y Brimhall (2003) proponen la lixiviación de sedimentos salinos como fuente de la salinidad. Leybourne y Cameron (2006) descartan la evaporación como factor influyente en la salinidad de aguas subterráneas, sugiriendo la mezcla de aguas meteóricos con aguas connatas profundas, esta últimas enriquecidas por interacción agua-roca.

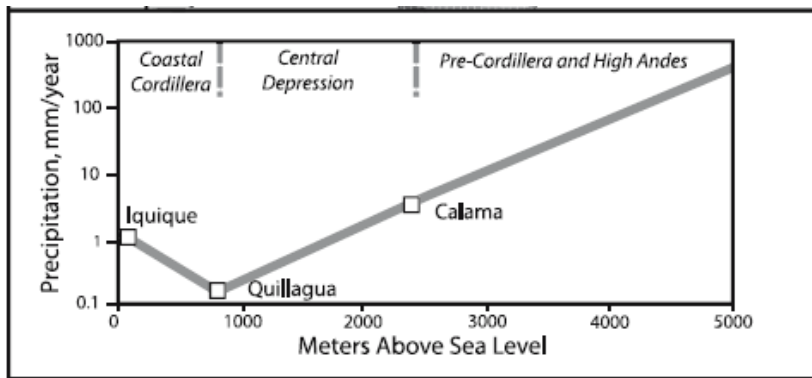


Figura 2: Precipitaciones promedio en la Cordillera de la Costa, Depresión central, Pre-cordillera y Alta Cordillera en el norte de Chile (Cameron et al 2006)

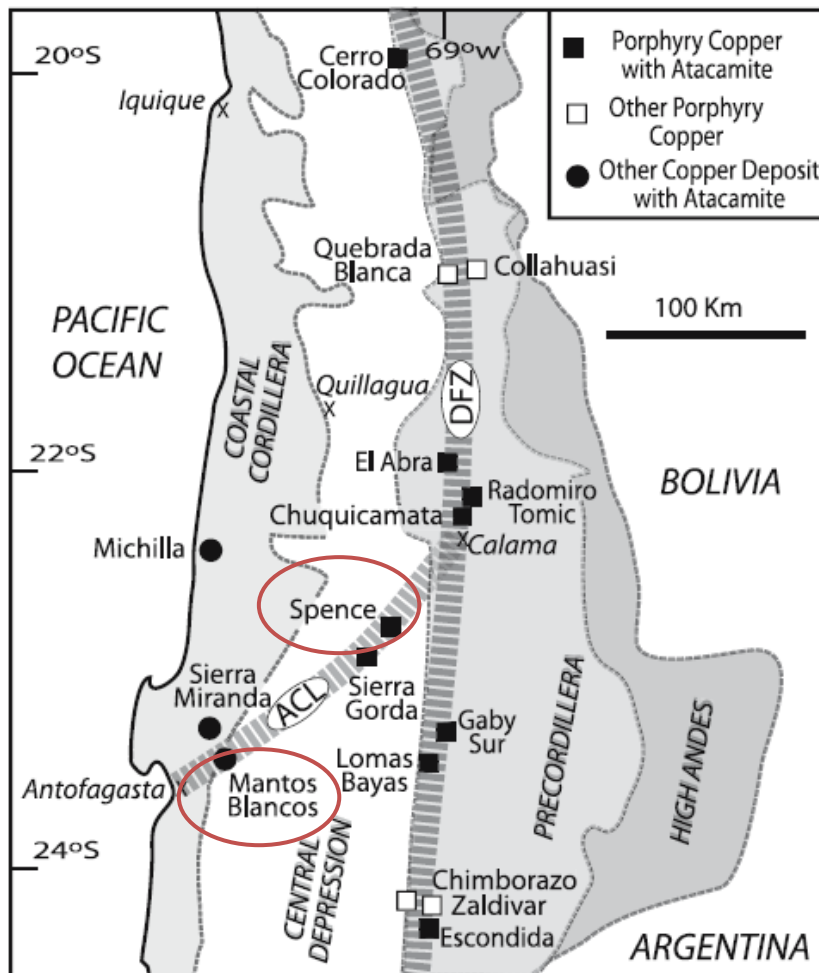
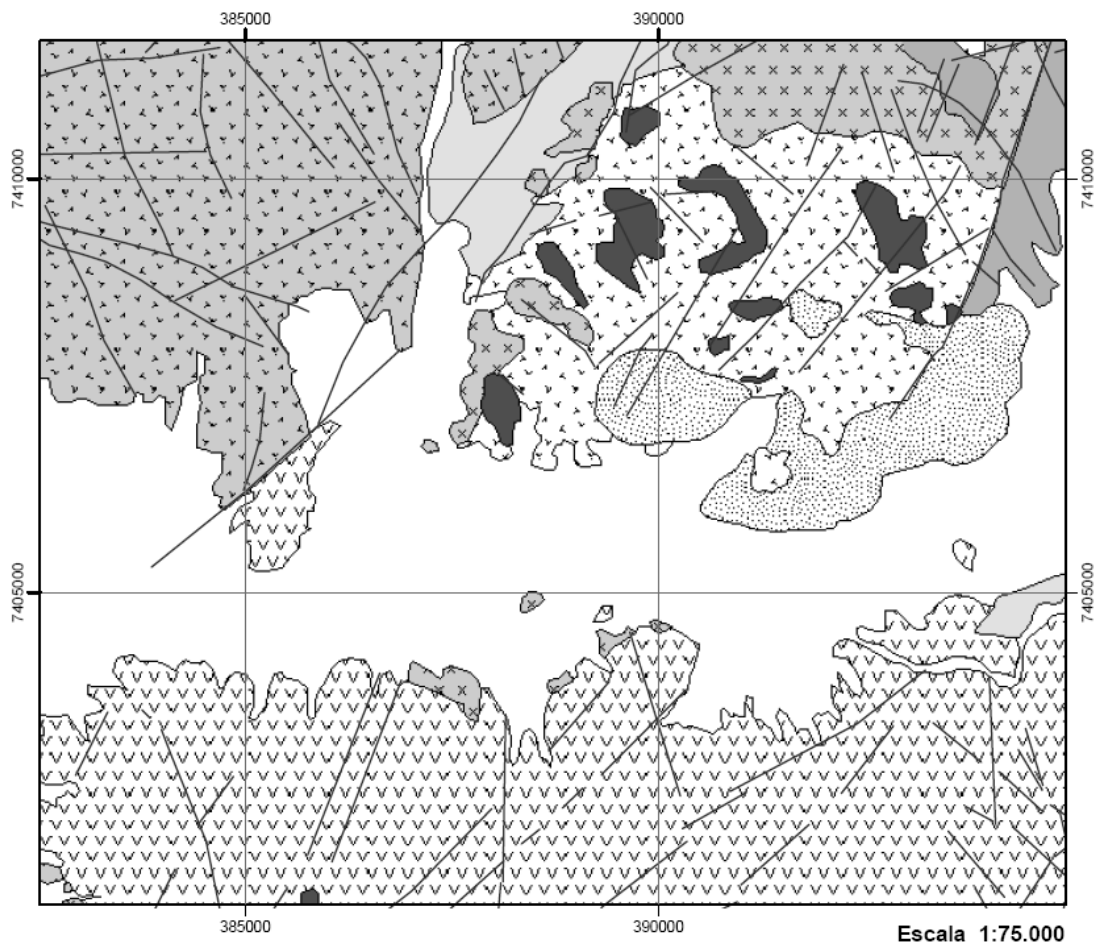


Figura 3: Ubicación de la zona de estudio; ADL, Lineamiento Calama - Antofagasta; DFZ, zona falla Domeyko (Cameron et al 2006).

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La zona de estudio, ubicada 40 km al NE de Antofagasta, se localiza en la mayor quebrada de la zona, 3 km al S del yacimiento Mantos Blancos en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa (Figura 3). En el sector, la quebrada presenta un rumbo N 15°E, y un ancho variable entre 2 y 5 km. La zona de estudio es atravesada por la ruta de asfalto que une las principales ciudades de la II región de Chile: Antofagasta y Calama. La quebrada se elonga siguiendo la traza principal del lineamiento Antofagasta – Calama (ACL), estructura activa desde al menos el Oligoceno temprano (Palacios, *et al.*, 2007). Las rocas que bordean la quebrada en la zona de estudio, por el sur corresponden a andesitas y basaltos de la secuencia volcánica del Jurásico Formación La Negra. Por el norte, las rocas dominantes son las volcanitas de la Formación La Negra y rocas plutónicas y pórfidos del Jurásico al Cretácico temprano de composiciones variables entre granodioritas y dioritas (Ramírez *et al.*, 2006).

El sector está dominado por la presencia de rocas sedimentarias fosilíferas y metasedimentarias asignadas al Paleozoico Superior – Triásico, y con rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico Superior – Cretácico Inferior.



Leyenda

Rocas Estratificadas

Sedimentos no consolidados (Plioceno-Reciente)

Aluviales, coluviales y eólicos

Gravas aterrazadas (Oligoceno-Plioceno)

Gravas y arenas poco consolidadas

Domo Riolítico (Jurásico Superior)

Cuerpos sub-volcánicos dacíticos-riolíticos
brechas tobaceas

Fm. La Negra (Jurásico Inferior-Superior)

Lavas andesíticas, basálticas amigdaloidales

Rocas Intrusivas

Plutón Ancla (Jurásico Inferior-Superior)

Tonalitas

Plutón Alibaud (Jurásico Inferior-Medio)

Monzogranitos

Granodiorita Mantos Blancos (Cretácico Inferior)

Granodiorita-Pórfido dacítico

Diorita Mantos Blancos (Cretácico Inferior)

Pórfido diorítico

Simbología

Estructuras

Botadero

Figura 4: Mapa geológico regional, tomado de Ramirez et al (2006).

2.1. Rocas estratificadas

Las rocas estratificadas presentes en el Distrito Minero de Mantos Blancos conforman una secuencia estratigráfica de rango de edad comprendido entre el Devónico hasta el Reciente. Los afloramientos de rocas paleozoicas ocurren como relictos, de manera aislada, mientras las rocas volcánicas e intrusivas mesozoicas dominan el área (Bernal, 2003).

2.1.1. Formación Sierra del Tigre (Niemeyer *et al.*, 1997)

(Devónico)

Corresponde a una secuencia de rocas metasedimentarias y sedimentarias fuertemente plegadas que afloran en forma discontinua 10 km al noreste de la mina Mantos Blancos, a lo largo de cuenca intermontana Salar del Carmen.

La secuencia está formada por areniscas de grano fino a medio, color gris claro, verdoso a pardo, intensamente plegadas y localmente afectadas por un metamorfismo de contacto, evidenciado por la presencia de cuarcitas. El plegamiento va de una escala centimétrica a mesoscópica, con ángulos de interlimbos que van de los 60° a los 100 °, para esta formación en su localidad tipo se estima un espesor no menor a los 1.500 m.

Esta formación se correlaciona por similitudes litológicas, estructurales y cronológicas con afloramientos expuestos mas al norte, correspondientes a la Formación El Toco (Harrington, 1960; Breitzkreuz y Bahlburg, 1985) de edad Devónico Superior. Hacia el sur, por la costa al sur de Taltal se correlaciona con los afloramientos asignados a la Formación Las Tórtolas (Ulriksen, 1979; Bell, 1982) de edad Devónico.

2.1.2. Metasedimentitas del Cerro Alibaud

(Triásico)

Esta unidad informal fue definida como una serie de afloramientos discontinuos de rocas sedimentarias muy bien estratificadas e intensamente silicatadas están constituidas por areniscas de grano fino (0,5 a 1mm) a grueso con matriz calcárea y color generalmente blanco, que alteran con niveles de lutitas calcáreas de grano muy fino (< 0,5 mm) de color gris oscuro. Estas areniscas se hallan interestratificadas con calizas de color blanco y cuarcitas, presentando intercalaciones de conglomerados gris verdosos, clastosoportados polimícticos y constituidos por clastos predominantemente sobre redondeados de tamaños entre 0,5 y 0,4 cm.

Esta unidad se expone típicamente en el cerro Alibaud, 4 km al norte de la mina Mantos Blancos, cubriendo una superficie de 1 km². Esta secuencia se dispone en actitud monoclinial con actitudes variables de rumbo N25° - 60GW y manteos de 56° a 85° al SW.

La secuencia está fuertemente afectada por un metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de granodioritas y monzogranitos del plutón Alibaud.

Sobre la base de comparaciones litológicas, estos afloramientos fueron asignados a la unidad de Estratos del Salar de Navidad por Chávez (1985), y a la Formación El Toco por Reichhard (1978).

Chávez (1985) estimo una potencia aproximada de al menos 300 m para esta unidad y posteriormente Cortés (1998) estimó el mismo espesor mínimo.

No se observan relaciones estratigráficas en el sector que permitan precisar la edad de estas rocas. Chávez (1985) realizo una datación radiométrica K-Ar en biotitas de la granodiorita del plutón Alibaud que instruye a la frecuencia, por lo que se le asigna una edad mínima de 147 ± 4 Ma, Sin embargo, Cortés (1998) relaciona estos depósitos con

conglomerados que aparecen en la secuencia del Cerro Alibaud que infrayacen concordantemente a sedimentitas marinas con fauna fósil del Hettangiano.

Solo es posible relacionarla con los depósitos triásicos que se exponen en el flanco SW del cerro cota 1.309 m en la localidad de Cerros de Cuevitas (Cortés, 1998).

2.1.3. Formación La Negra

(Hettangiano-Sinemuriano)

La Formación La Negra aflora en el sector de Cerro Mantos Blancos y Sierra Miranda y está constituida principalmente por lavas andesíticas y tobas dacíticas. En el flanco SW del Cerro Mantos Blancos las volcanitas andesíticas presentan una intensa foliación producto de la deformación dúctil causada por la intrusión del Plutón Alibaud (Cortés, 1998).

En general, las rocas de esta secuencia volcánica se encuentran afectadas por una importante alteración hidrotermal y/o metamorfismo de bajo grado dada por la presencia de la asociación epidota, clorita y calcita. En el sector de Cerro Mantos Blancos se ha estimado para esta unidad una potencia mínima de 6875 m (Cortés, 1998)

Se le asigna a esta unidad una edad mínima Jurásico Superior, basándose en las relaciones de intrusión con cuerpos intrusivos graníticos y monzograníticos del Plutón Alibaud. En áreas aledañas al distrito es posible encontrar a rocas de esta unidad sobreyaciendo y engranando lateralmente con rocas calcáreas de edad Hettangiano-Sinemuriano, mientras que el límite superior es incierto.

2.1.4. Secuencias volcánicas de Mantos Blancos (Chávez, 1985)

(Toarciano – Batoniano)

Definida informalmente por Chávez (1985) como rocas de riolíticas de naturaleza queratofirica de la secuencia volcánica ácida que se expone en los alrededores en la mina Mantos Blancos, la cual aloja una mineralización económicamente importante de óxidos y sulfuros de cobre.

El nombre Secuencia Volcánica de Mantos Blancos (SVMB) corresponde al nombre local dado a toda la frecuencia de rocas volcánicas que afloran en el sector. Esta secuencia está compuesta por dacitas, andesitas, brechas volcánicas, con intercalaciones de tobas dacíticas e intrusiones de pequeños cuerpos subvolcánicos dacíticos. Cubre aproximadamente un área de 19 km² y se expone, como ya se menciona, tanto en la mina Mantos Blancos como en sus inmediaciones. La disposición de estas rocas estratificadas es homoclinal con rumbos de N20° - 55 W y manteos 25° a 36° al SW.

Cortés (1998) en el sector de Mantos Blancos se estimó que la potencia mínima es de 280 m, mientras que Chávez (1985), infiere un espesor de al menos 300m.

Con respecto a la edad de SVMB, no se observan evidencias estratigráficas que puedan aportar a dilucidar la edad de esta, sin embargo, Chávez datando un intrusivo que la afecta determinó una edad mínima de 147 Ma, lo que correspondería a una edad titoniana para la secuencia de rocas en cuestión.

Tassinari *et al.* (1993) realizaron dataciones radiométricas Rb-Sr en roca, en andesitas basales no alteradas de la mina Mantos Blancos, obteniendo una edad de 175 Ma que según los autores, podría alcanzar hasta los 190 Ma (de manera que las rocas serían pertenecientes al Jurásico Inferior a Medio).

2.1.5. Domo Riolítico (Ramírez et al; 2006)

(Jurásico superior)

El Domo Riolítico definido por Ramírez está parcialmente preservada en las paredes del rajo, y su geometría se ha definido mediante una restauración de su cobertura a partir de sondajes de las etapas iniciales de explotación (Chavéz, 1985) y posterior modelamiento litológico. En el rajo presenta una potencia expuesta de 350 m. A causa de la intensa alteración es difícil observar estructuras de flujos internas. Sin embargo son típicas laminaciones verticales y horizontales. Hacia el W del rajo y en sondajes, se observa que la potencia del domo disminuye y se intercala con tobas félsicas y lavas andesíticas, y es intruido por sills dioríticos y granodioríticos. El Domo Riolítico consiste en un pórfido félsico con fenocristales de cuarzo y feldespatos en una masa fundamental félsica intensamente alterada.

2.1.6. Gravas Aterrazadas

(Oligoceno-Plioceno)

Unidad compuesta por depósitos de relleno constituidos por gravas y arenas poco consolidadas, los cuales se distribuyen ampliamente en el distrito. Sus afloramientos se conservan como relieves soleantados presentando manteos subhorizontales y espesores variables entre 5 y 10 m (Cortés, 1998).

Estos depósitos están constituidos por conglomerados y brechas polimícticas, polimodales y mal estratificadas. La matriz es abundante y se encuentra formada por arena gruesa. Con estas rocas se encuentran intercalados niveles cineríticos, y niveles cementados por sales (Cortés, 1998).

Estas gravas infrayacen en discordancia de erosión a los sedimentos modernos no consolidados y sobreyacen en discordancia angular a todas las otras unidades estratificadas (Bernal, 2003).

Dataciones radiométricas reportadas en Cortés (1998) en biotitas de ignimbritas y cenizas intercaladas en depósitos de gravas del norte de Chile han arrojado edades de $4,4 \pm 0,3$ a $22,6 \pm 1,6$ Ma, permitiendo asignar a esta unidad al Oligoceno Tardío-Plioceno temprano.

2.1.7. Depósitos de sedimentos no consolidados modernos

(Plioceno - Holoceno)

Son depósitos de origen fluvial, aluvial, gravitacional y lacustre con o sin facies salinas no consolidadas que se presentan en la región como arenas, arcillas, limos, gravas, cenizas y sales indiferenciadas (facies de cloruros, sulfatos, nitratos, etc.) que se depositan como una cubierta delgada o con espesores de 20 a 40 m en relleno de quebradas, depresiones o pie de montes. Las facies salinas de los salares de Navidad, del Carmen y Mar Muerto corresponden a concentraciones de yeso, anhidrita y sulfatos depositados por evaporación en cuencas cerradas (Ferraris y Di Biase, 1978).

Depósitos coluviales constituyen el mayor porcentaje de depósitos recientes sin compactación e incluyen toda la escala granulométrica de tamaño en una masa caótica que se deposita en la base de todos los cordones topográficamente altos (Ferraris y Di Biase, 1978).

Dataciones K- Ar realizadas por Chávez (1985) en biotitas de una toba riolítica intercalada en gravas a 5 km. al suroeste de la mina Mantos Blancos, arrojaron edades de $2,87 \pm 0,03$ Ma y $2,97 \pm 0,07$ Ma. Estos depósitos son entonces asignados a una edad pliocena que correspondería a las etapas iniciales de la sedimentación (Cortés, 1998).

2.2. Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas se encuentran representadas por los plutones El Ancla y Alibaud. Estos cuerpos se distribuyen en forma de dos franjas anchas asociadas con estructuras de orientación NE-SW, extendiéndose fuera del distrito. Las unidades

plutónicas intruyen a todas las secuencias estratificadas paleozoicas y mesozoicas, pero a su vez, éstas fueron intruídas por diques dioríticos y monzodioríticos, que se distribuyen ampliamente en el distrito (Cortés, 1998).

2.2.1. Plutón Ancla

(Aaleniano - Bajociano)

Cuerpo intrusivo conformado principalmente por tonalitas de grano grueso que exhiben una filiación magmática moderada. Se expone típicamente en los alrededores del Cerro Ancla, en el sector noroccidental del distrito Mantos Blancos en una extensa franja, a lo largo de la familia de fallas transcurrentes Salar del Carmen y Prat-Alibaud.

Puig y Boris (en Chávez, 1985) realizaron una datación radiométrica K-Ar en biotitas de una tonalita del sector oriental de la quebrada Zig – Zag que arrojó una edad de 182 ± 3 Ma para la intrusión de esta unidad.

2.2.2. Plutón Alibaud

(Titoniano - Barresiano)

Cortés (1998) designó con este nombre a un cuerpo intrusivo integrado principalmente por granodioritas y monzogranitos que se distribuyen en afloramientos discontinuos en una franja de orientación NE-SW. Las rocas de este plutón se encuentran expuestas en los alrededores del Cerro Alibaud, al noreste de la mina Mantos Blancos ya al sur del cerro homónimo.

Cortés (1998) designó con este nombre a un cuerpo intrusivo integrado principalmente por granodioritas y monzogranitos que se distribuyen en afloramientos discontinuos en una franja de orientación NE-SW. Las rocas de este plutón se encuentran

expuestas en los alrededores del Cerro Alibaud, al noreste de la mina Mantos Blancos y al sur del cerro homónimo.

Cortés (1998) reconoce y diferencia espacial y temporalmente dos litologías; (a) un cuerpo principal granodiorítico, (b) cuerpo más tardío de composición monzogranítica aflorando exclusivamente en los alrededores del Cerro Alibaud. A los productos tardíos de este plutón se asocian diques de composición monzogranítica. En general las rocas pertenecientes a este plutón exhiben una fábrica isotrópica y magmática.

2.2.3. Cuerpos subvolcánicos dacíticos

(Jurásico)

En el Sector del yacimiento de Mantos Blancos se exponen pequeños afloramientos aislados de dimensiones decamétricas de cuerpos subvolcánicos de composición dacítica. Éstos intruyen a las rocas de la Secuencia Volcánica Mantos Blancos, SVMB, y en la mina presentan mineralización de sulfuros (Chávez, 1985; Ramírez *et al.*, 2006).

Debido a la mineralización que presentan los cuerpos, a que son cortados por diques dioríticos del Jurásico superior y a que estos cuerpos intruyen a la SVMB, se les asigna una edad máxima Jurásico Inferior y una edad mínima Jurásico Medio.

2.2.4. Diorita Mantos Blancos (Cortés, 1998)

(Jurásico superior - Cretácico Inferior)

Cuerpos subvolcánicos dioríticos se exponen en el Cerro de Mantos Blancos en forma de pequeños afloramientos de dimensiones decamétricas y se encuentran en contacto intrusivo con las lavas de la Formación La Negra. Esta relación de contacto permitiría asignarle a esta unidad una edad que va del Jurásico Superior – Cretácico Inferior.

2.2.5. Enjambre de diques (Cortés, 1998)

Se distribuyen ampliamente en el distrito y se pueden separar en dos familias principales: (a) diques con composición monzogranítica asociados a facies tardías y diferenciadas del plutón Alibaud, (b) diques con composición intermedia a básica datados radiométricamente K-Ar en roca total, obteniéndose una edad de 101 ± 3 Ma, lo que difiere a lo obtenido por Chávez (1985) en horblendas de tres diques andesíticos. Por lo anterior, Cortés (1998) sugiere la ocurrencia de al menos dos generaciones de diques que no han sido diferenciados.

3. FUNDAMENTOS Y METODOLOGÍA

3.1. Geoquímica de las aguas

Con el fin de determinar las muestras utilizadas para el estudio, en este caso todas aquellas cuyo balance de cargas arroje un error inferior al 5%. Las muestras fueron analizadas en laboratorios de Anglo American.

3.1.1. Cálculo de Balance de Cargas

El cálculo del balance de carga es una práctica estándar para evaluar la exactitud de los análisis de agua. La electroneutralidad de una solución significa que la suma de cationes en la solución (expresada en meq/L) debe ser igual a la suma de los aniones. En este caso se considera aceptable un error de balance de carga menor de 5%. Para el cálculo de error de balance de carga, se realiza un análisis completo de iones principales (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl^-) y otros iones que pudiesen estar presentes en concentraciones significativas.

En los ejemplos a continuación se muestra el balance de carga para dos muestras, una con un balance de carga aceptable (con un valor menor al 5 %) y otra que supera este valor.

Unidad		Cationes				Aniones			
		Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	HCO_2^-	SO_4^{2-}	NO_2^-
Concentración	mg/L	29,44	4,43	24	146	6	0	479	0,43
Molaridad	mmol/L	1,28	0,11	0,99	3,64	0,17	0	4,99	0,01
En equivalentes	meq/L	1,28	0,11	1,97	7,29	0,17	0	-9,97	-0,01

suma de cationes	10,65
suma de aniones	-10,15
Diferencia	0,5
Error	2,43%

Calculo de la Molaridad (mmol/L)

$$\text{Molaridad} = \frac{\text{Concentración (mg/L)}}{\text{Peso Molecular (mg/mmol)}}$$

Para el cálculo del número de equivalentes:

$$\text{En equivalentes} = \text{Molalidad (meq/L)} \times \text{Carga}$$

3.1.2. Equivalencia % en peso NaCl equivalente con TSD

Se tiene que:

$$\% \text{ en peso} = \frac{\text{g}}{100 \text{ g}} \quad (1)$$

$$\text{TSD} = \frac{\text{g}}{(\text{kg H}_2\text{O})} \quad (2)$$

De la ecuación (1):

$$\% \text{ en peso NaCl equiv} = \frac{\text{g NaCl}}{100 \text{ g H}_2\text{O}}$$

Multiplicando por 0,1

$$0,1 \% \text{ en peso NaCl equiv} = \frac{\text{g NaCl}}{1000 \text{ g H}_2\text{O}}$$

$$0,1 \% \text{ en peso NaCl equiv} = \frac{\text{g NaCl}}{\text{kg H}_2\text{O}}$$

$$\mathbf{0,1 \% \text{ en peso NaCl equiv} = \text{TSD}}$$

3.2. Inclusiones Fluidas

Las inclusiones fluidas corresponden a porciones pequeñas de líquido, sólidos, de gas. Sus tamaños varían de 1 a 100 μm , usualmente entre 3 a 20 μm , y raramente se puede encontrar en diámetros milimétricos. Las inclusiones fluidas en minerales han sido ampliamente utilizadas como fuente de información directa en la composición de los fluidos en los cuales se formó el mineral huésped.

3.2.1. Forma y ocurrencia de las inclusiones fluidas

Las inclusiones pueden tener formas irregulares, ovaladas o esféricas, pero también isométricas, tubulares alargadas y con bordes rectilíneos - como cubos, prismas y pirámides (cristal negativo). Tales formas coinciden con la estructura cristalina de los minerales que las albergan.

Las inclusiones ocurren ya sea individualmente, en grupos característicos, en zonas o en masas a lo largo de superficies o planos de crecimiento y/o fracturas y/o clivaje del cristal.

3.2.2. Minerales hijos

Los minerales hijos comunes en inclusiones fluidas son halita, silvita, magnetita, anhidrita, calcopirita, pirita. Estas pueden identificarse por sus características ópticas o cristalográficas o por técnicas de microanálisis.

3.2.3. Tipos de inclusiones

De acuerdo a su origen:

- **Primarias:** atrapadas durante el crecimiento del cristal a partir de un fluido hidrotermal
- **Secundarias:** atrapadas después del crecimiento de cristal, sellado de planos de fracturas y otros. Éstas no proveen información sobre las condiciones de formación del cristal ya que se han formado con posterioridad.
- **Pseudosecundarias:** se forman durante el crecimiento del cristal en planos de crecimiento del cristal o microfracturas.

De acuerdo a la cantidad y tipo de fases:

Tipo I: Líquidas con pequeña burbuja de vapor, sin minerales hijos, fluido subsaturado, rico en H₂O (líquido), <26% NaCl eq.; homogenizan a líquido al calentarlas.

Tipo II: Líquidas con una gran burbuja de vapor, sin minerales hijos; fluido original rico en vapor; al calentarlas la burbuja de vapor se expande y homogenizan a vapor.

Tipo III: Polifases (líquido + vapor + sólidos), contienen uno o más minerales hijos (halita o silvita a temperatura ambiente); fluido con >26% NaCl eq.; dos subtipos a) fluido subsaturado de NaCl al atrapamiento: al calentarlas desaparece la sal y luego la burbuja y b) fluido saturado de NaCl al atrapamiento: al calentarlas desaparece primero la burbuja y luego la sal.

Tipo IV: Dos líquidos (H₂O y CO₂), minerales hijos y burbuja de vapor + CO₂; tienen doble burbuja.

Tipo V: CO₂ líquido con agua y burbuja de vapor y sin minerales hijos. Fluido subsaturado en sales y muy rico en CO₂

3.2.4. Temperatura

La microtermometría de inclusiones fluidas es un método experimental que permite determinar las condiciones de temperatura y salinidad de formación del mineral que las contiene. Para lograr esto, la inclusión se calienta usando una platina calentable Linkam THM – 600 y se congela con nitrógeno líquido, mucho más allá de la temperatura de solidificación ya que no se congela inmediatamente. Luego se aumenta la temperatura gradualmente y se llega al punto en que comienza a derretirse, el que corresponde a la composición del eutéctico, luego comienza a disolverse el NaCl y cuando desaparece el último cristal de hielo se mide la temperatura de fusión del hielo (T_m°).

La temperatura de homogenización (T_h°) de inclusiones fluidas corresponde a aquella temperatura en la cual la fase de vapor desaparece producto del aumento de la temperatura usando la platina calentable. La T_h° representa la temperatura mínima de formación del mineral huésped, en cambio, la temperatura de atrapamiento (T_t°) representa la temperatura del fluido al momento de quedar atrapada. La diferencia ($T_t^\circ - T_h^\circ$) se denomina corrección por presión. Potter (1977) elaboro una serie de gráficos con la corrección de presión para T_h° entre 20° y 400° C y salinidades de 1, 5, 10, 15 y 25 % en peso NaCl eq. Tales correcciones son validas solamente si la inclusión contiene una solución pura de NaCl, si la salinidad del fluido ha sido correctamente determinada, si la estimación de la presión a la que fue atrapada la inclusión es correcta y si la inclusión homogenizó en la fase líquida.

3.2.5. Salinidad

La temperatura de fusión del líquido congelado (T_m) permite calcular la salinidad en peso equivalente de NaCl (% en peso NaCl eq.) del fluido, pues al tratarse de soluciones salinas, estas tienen temperaturas de fusión por debajo de 0°. La salinidad en % en peso NaCl equivalente se calcula en función de la temperatura de fusión del líquido congelado por medio de la siguiente fórmula (Bodnar, 1993):

$$\text{Salinidad (\% en peso de NaCl equivalente)} = 1.78T_{mc} - 0,0442T_{mc}^2 + 0,000557T_{mc}^3.$$

Donde T_{mc}° = valor de la temperatura de fusión corregida.

T_m° = temperatura fusión del hielo.

Corrección para la temperatura bajo cero:

$$T_{mc} = T_m^{\circ} + T_m^{\circ} * 0,07 + 0,5$$

3.2.6. Ebullición

Dado que la ebullición de los fluidos hidrotermales tiende a estar directamente relacionada a la precipitación de los minerales de mena, los rastros que la ebullición deja en la formación de inclusiones fluidas es muy importante para determinar en qué zonas existió ebullición. La mejor evidencia de consiste en la formación simultánea de inclusiones líquidas y de vapor provenientes del fluido en ebullición. Ambos tipos de inclusiones deberían homogenizar a la misma temperatura, con la diferencia de que la inclusión fluida de vapor predominante homogeniza por evaporación del poco líquido que haya condensado después del atrapamiento. En este caso la temperatura de homogenización coincide con la temperatura de atrapamiento (T_t), por lo que no se necesita corrección por presión. Sin embargo, lo más probable es que en su formación las inclusiones atrapen diversas proporciones de líquido y vapor, caso en el que es posible, usar la temperatura de homogenización (T_h) de las inclusiones presumiblemente coetáneas como valor máximo para T_t (Roedder, 1984).

Es necesario señalar que la existencia de inclusiones con proporciones variables de gas y líquido no indica necesariamente ebullición, ya que esto puede atribuirse al atrapamiento en diferentes momentos de fluidos bajo diferentes condiciones $P - T$, a la filtración de parte de las inclusiones (leaking) o a estrangulamiento (stretching). Además, puede confundirse con efervescencia, caso en que el fluido de baja densidad (o burbuja) es composicionalmente diferente (ej. burbuja de CO_2 en agua).

Por el contrario, la inexistencia de esta característica no puede usarse como prueba de ausencia de ebullición (Roedder, 1984). Bodnar y otros. (1985), indican que una evidencia definitiva de que la fase vapor existía en el sistema hidrotermal sería la presencia de inclusiones ricas en vapor solamente, en microfracturas cicatrizadas, pues esto no podría explicarse con estrangulamiento. Además dicen que la presencia de un plano de inclusiones secundarias ricas en vapor solo significa que existió ebullición en alguna parte del sistema, no necesariamente en el punto de recolección de la muestra.

3.2.7. Supuestos básicos en estudios de inclusiones fluidas

- La inclusión atrapa originalmente un fluido hidrotermal homogéneo (antes de enfriarse); hoy puede contener un conjunto de fases, pero al momento del atrapamiento fue un solo fluido a alta temperatura.
- El sistema es cerrado, no hay pérdidas de fluido y la masa ha permanecido constante.
- El volumen ha permanecido constante.

Durante los estudios termométricos la burbuja aparece junto al líquido ya que al enfriar la inclusión luego de su entrapamiento baja por una isocora e interseca la curva de ebullición (L+V), donde aparece la burbuja. La inclusión evoluciona por la curva, disminuyendo la temperatura y aumentando el volumen de la burbuja. La fase sólida aparece junto a la líquida cuando el fluido entrapado es lo suficientemente salino como para sobresaturarse de NaCl a temperatura ambiente y exsolver comúnmente un cristal cúbico de halita o bien otros sólidos.

3.2.8. Realización de estudio termométrico

Los estudios termométricos se realizaron usando una platina enfriadora – calentadora Linkam THM – 600, en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. La platina se calibró utilizando inclusiones de CO₂ líquido, mercurio destilado y agua pura. La precisión para la temperatura final de fusión (T_m) de ± 0,5 °C. La velocidad de calentamiento durante este estudio, en condiciones cercanas a la temperatura de fusión, fue de 1° C / minuto.

La salinidad de las inclusiones fluidas se determinó utilizando la fórmula de Bodnar (1993):

$$\text{Salinidad (\% en peso de NaCl equivalente)} = 1.78T_{mc} - 0,0442T_{mc}^2 + 0,000557T_{mc}^3.$$

Este resultado, medido en inclusiones fluidas, puede ser comparado con la salinidad de las aguas subterráneas de los yacimientos Mantos Blancos y Spence calculada mediante la suma de concentraciones del anión Cl⁻ y los cationes Na⁺, Ca⁺², Mg⁺² y K⁺ en el capítulo 4.

4. RESULTADOS

4.1. Geoquímica de las aguas subterráneas de Mantos Blancos.

Para determinar la calidad analítica de los datos se realizó un estudio de balance de carga eléctrico. Solo se consideraron aquellas muestras que presentaron variaciones en carga eléctrica (aniones versus cationes) menor al 5%;(Tabla 1).

Tabla 1: Análisis químicos de las aguas subterráneas de Mantos Blancos.

Muestra unidad	Cl ⁻ g/L	SO ₄ ⁻² g/L	HCO ₃ ⁻ g/L	NO ₃ ⁻¹ g/L	Na ⁺ g/L	K ⁺ g/L	Ca ⁺² g/L	Mg ⁺² g/L	Si ⁺⁴ g/L	Cu ⁺² g/L	Fe ⁺² g/L	TSD g/L
13877	55,3200	10,0000	0,0000	0,0059	38,6800	0,3200	1,0400	1,0300	0,0108	0,0009	0,0008	116,4000
13965	125,5000	6,6500	0,0000	0,0065	74,8000	0,6400	0,8700	3,3500	0,0020	0,0010	0,0025	230,2000
13966	107,5000	6,6500	0,0000	0,0055	62,9500	0,5800	0,8800	2,7000	0,0125	0,0019	0,0020	192,1000
13967	124,0000	6,2500	0,0000	0,0065	74,0500	0,6400	0,8900	3,5500	0,0020	0,0013	0,0025	229,9000
14252	61,5000	1,2800	0,0000	0,0097	28,5300	0,1300	9,2200	1,5100	0,0201	0,0037	0,0010	115,8000
14283	68,4000	1,4100	0,0000	0,0120	32,8600	0,1600	8,0000	1,7000	0,0196	0,0050	0,0011	144,0000
14284	68,3000	1,7500	0,0000	0,0127	35,7100	0,1200	6,1800	1,4200	0,0154	0,0054	0,0010	137,9000
14285	57,4000	1,7000	0,0000	0,0135	28,2500	0,1000	6,3000	1,4200	0,0231	0,0047	0,0032	122,3000
14876	69,5400	10,5200	0,0000	0,0046	45,7200	0,2900	0,9600	1,7000	0,0040	0,0026	0,0051	138,6000
14877	2,0500	1,2500	0,0000	0,0008	1,5700	0,0200	0,2900	0,0200	0,0040	0,0017	0,0007	6,2000
14894	55,7100	4,5600	0,0000	0,0059	35,9200	0,6200	0,9500	2,0700	0,0180	0,0009	0,0028	110,1000
14935	76,4100	10,4300	0,0000	0,0099	51,2000	0,5200	1,2400	1,7700	0,0020	0,0006	0,0039	155,1000
14936	68,6800	10,3400	0,0000	0,0087	48,1000	0,4600	1,2000	1,5300	0,0060	0,0006	0,0046	143,5000
14249	13,8000	9,0900	0,0000	0,0036	13,0700	0,0800	0,7500	0,1500	0,0110	0,0024	0,0001	42,4000
14250	14,1000	9,0700	0,0000	0,0044	13,4400	0,0800	0,7800	0,1300	0,0104	0,0024	0,0002	42,2000
14251	11,5500	7,6800	0,0000	0,0043	11,2300	0,0700	0,7000	0,1100	0,0113	0,0025	0,0003	38,1000
14253	11,8500	8,2200	0,0000	0,0046	11,4700	0,0700	0,7300	0,1000	0,0086	0,0021	0,0001	37,9000
14267	12,8000	9,8000	0,0000	0,0047	12,4600	0,0700	0,6900	0,1200	0,0139	0,0027	0,0002	43,3000
14268	17,0000	10,5900	0,0000	0,0045	15,9600	0,0900	0,7400	0,2000	0,0136	0,0029	0,0019	52,1000
14269	23,3000	10,4100	0,0000	0,0046	18,6000	0,0900	0,8600	0,3200	0,0139	0,0030	0,0001	61,8000
14270	18,8000	12,1300	0,0000	0,0051	17,7200	0,0900	0,7400	0,2400	0,0140	0,0022	0,0001	57,4000
14271	22,7000	11,6000	0,0000	0,0048	19,4700	0,0900	0,8000	0,3100	0,0185	0,0055	0,0003	62,5000
14272	19,9000	14,8700	0,0000	0,0065	20,3500	0,0900	0,6700	0,3400	0,0128	0,0028	0,0003	66,5000
14751	20,0100	14,8600	0,0000	0,0069	20,1400	0,1600	0,6000	0,2900	0,0180	0,0015	0,0007	63,0000
14752	20,4800	15,1300	0,0000	0,0070	20,5400	0,1700	0,6200	0,3100	0,0180	0,0013	0,0007	66,9000
14753	20,8600	15,1900	0,0000	0,0071	21,1500	0,1600	0,6200	0,3200	0,0210	0,0015	0,0007	67,4000
14754	20,7900	15,3300	0,0000	0,0071	21,3800	0,1700	0,6300	0,3200	0,0200	0,0015	0,0007	67,8000
14755	21,0200	15,3100	0,0000	0,0073	21,2700	0,1700	0,6200	0,3300	0,0190	0,0017	0,0007	67,0000
14952	25,0500	25,6000	0,6710	0,0100	26,2100	0,2600	0,6400	2,2900	0,0060	0,0019	0,0067	93,2000
14912	69,2300	9,6800	0,2684	0,0057	48,7600	0,4800	1,1800	1,9800	0,0100	0,0006	0,0075	138,4000
14932	80,3300	10,0800	0,3170	0,0075	50,6100	0,5000	1,1800	2,1300	0,0040	0,0007	0,0029	156,2000
14933	55,9500	9,8900	0,1900	0,0070	37,2000	0,3700	1,1400	1,3500	0,0040	0,0004	0,0021	116,1000

Datos obtenidos en proyecto D-1012 FONDEF.

4.1.1. Salinidad de las aguas.

En este estudio las muestras (Tabla 1) se agruparon en 3 poblaciones según el Total de Sólidos Disueltos (TSD). El término TDS describe la cantidad total de sólidos disueltos en el agua:

- Aguas de baja salinidad, con un TSD < 10 g /L, lo que equivale a 1 muestra dentro de las 32 obtenidas de las aguas de Mantos Blancos.
- Aguas Salinas, con un contenido superior a los 10 g/L e inferior a los 100 g/L de sólidos disueltos (15 muestras).
- Salmueras, con contenidos superiores a los 100 g /L (16 muestras)

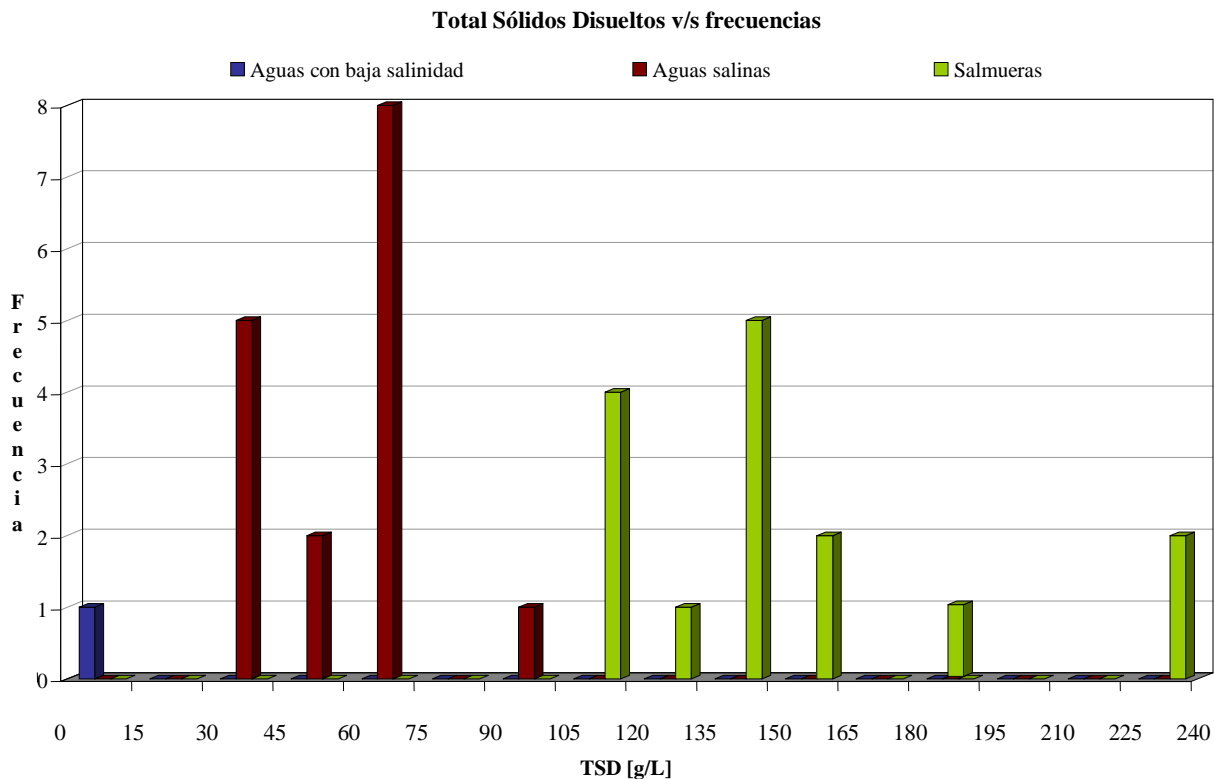


Figura 5: Total sólidos disueltos v/s frecuencia en las aguas subterráneas de Mantos Blancos.

Las aguas subterráneas de Mantos Blancos presentan un amplio rango de salinidad desde 6,2 a 230,2 g /L. En la Figura 5 se aprecian las 3 poblaciones antes mencionadas, diferenciándolas entre ellas por diferentes colores.

4.1.2. Geoquímica de iones.

En las siguientes figuras se grafica la relación entre el total de sólidos disueltos (TSD) y los iones mayoritarios de Cl^- , Na^+ , SO_4^{-2} , Ca^{+2} y el minoritario Cu^{+2} , además de la relación entre algunos de ellos.

4.1.2.1. Total sólidos disueltos versus iones mayores y minoritarios.

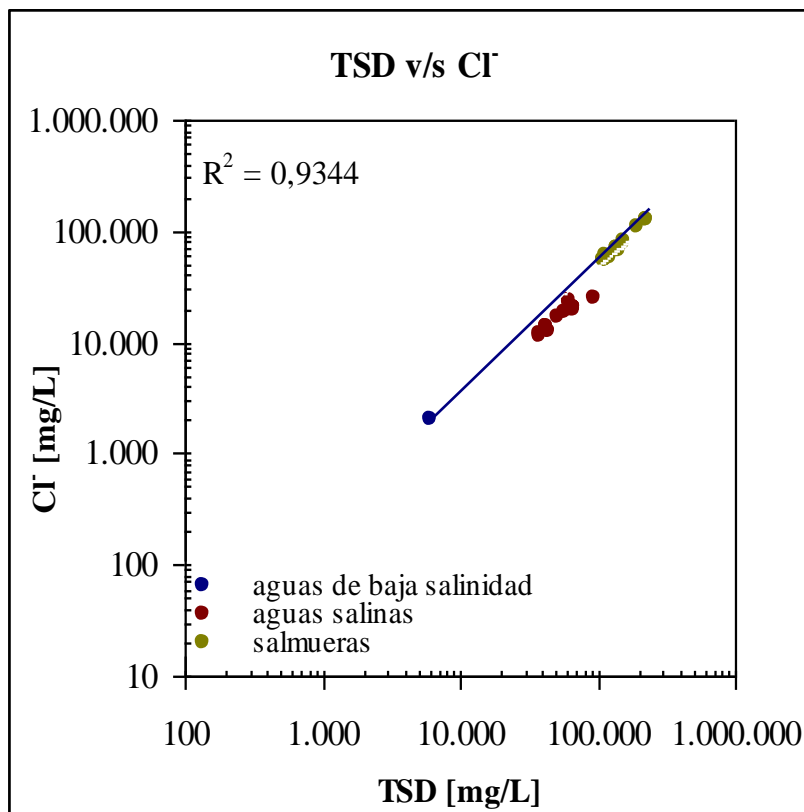


Figura 6: Total Sólidos Disueltos versus cloruro, aguas subterráneas Mantos Blancos.

En la Figura 6 se observa un patrón de correlación positiva entre Cl^- y TSD.

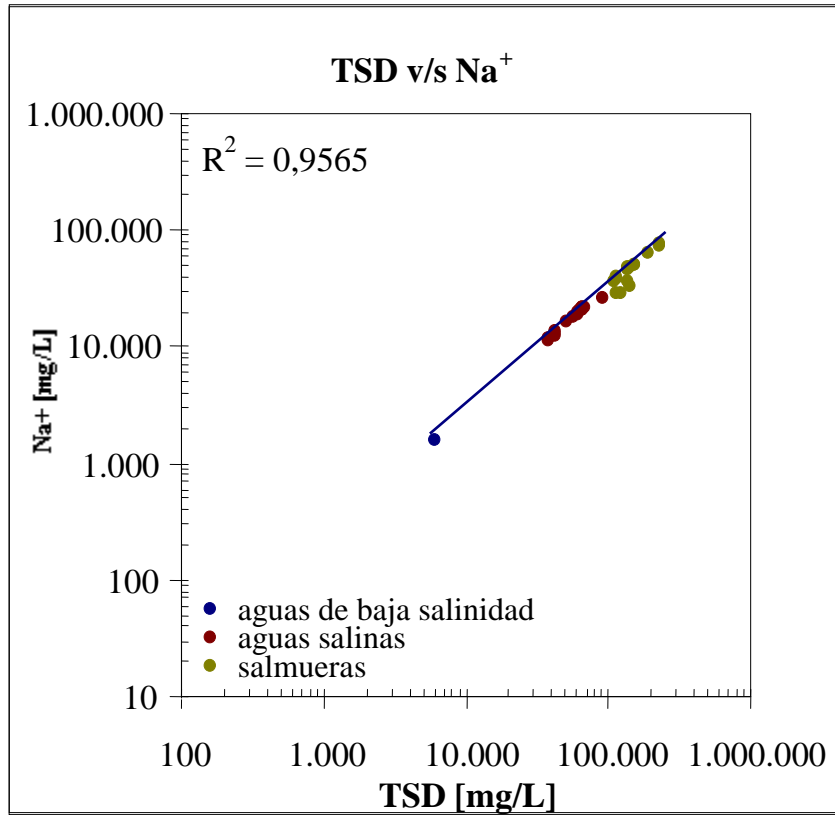


Figura 7: Total Sólidos Disueltos versus cloruro, aguas subterráneas Mantos Blancos.

Existe una correlación positiva entre el total de sólidos disueltos y Na⁺ en las aguas analizadas, esto se aprecia en la Figura 7, esta evolución involucra aguas de baja salinidad, aguas salinas y salmueras.

En la Figura 8 se observan un patrón de distribución donde en un primer tramo (a) el TSD es directamente proporcional a la cantidad de SO_4^{-2} . En (b) se presenta un máximo en las aguas salinas de $\text{SO}_4^{-2} = 25.600 \text{ mg/L}$ y posteriormente en (c) un claro descenso en la cantidad de SO_4^{-2} a medida que la cantidad de sólidos disueltos aumenta. El SO_4^{-2} está en un rango entre 1.200 y los 25.000 mg/L.

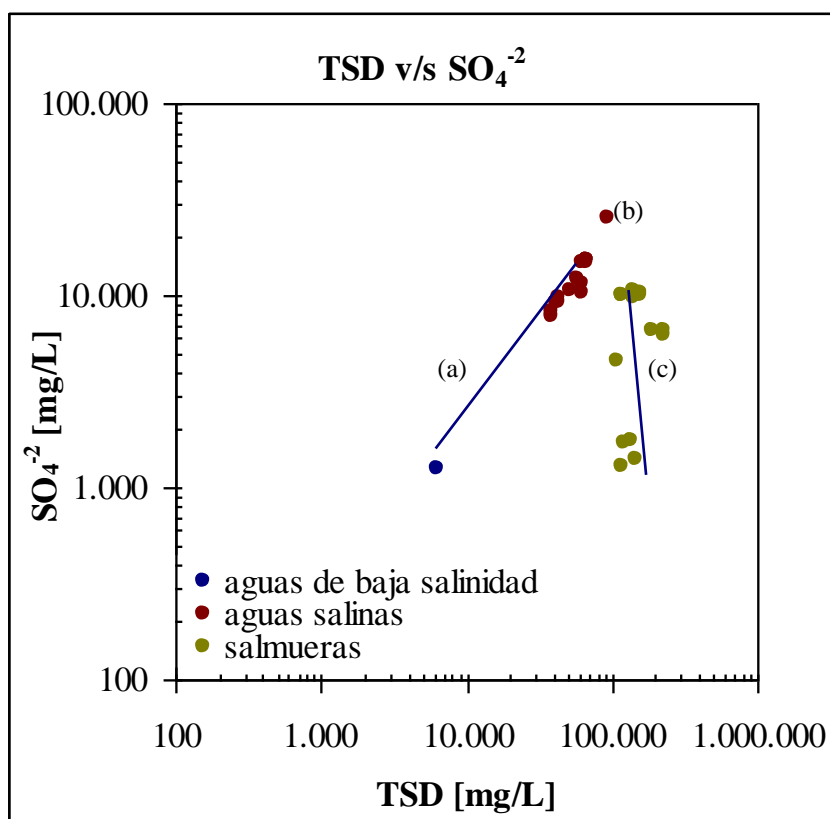


Figura 8: Total Sólidos Disueltos versus sulfatos en aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log - log

En el Figura 9 se puede notar que las muestras estudiadas, en la mayoría de los casos presentan más de 600 mg/L de Ca^{+2} . Se aprecian, además, 2 patrones de distribución de muestras primero un patrón de distribución creciente, tramo (a), en el se observa que a medida que el total de sólidos disueltos aumenta la cantidad Ca^{+2} también lo hace hasta alcanzar un máximo de $\text{Ca}^{+2} = 9.220$ mg/L. Luego del máximo alcanzado en el tramo (a) una tendencia decreciente en las salmueras es representado por el tramo (b) donde al aumentar la cantidad de TSD la cantidad de Ca^{+2} disminuye hasta los 880 mg/L.

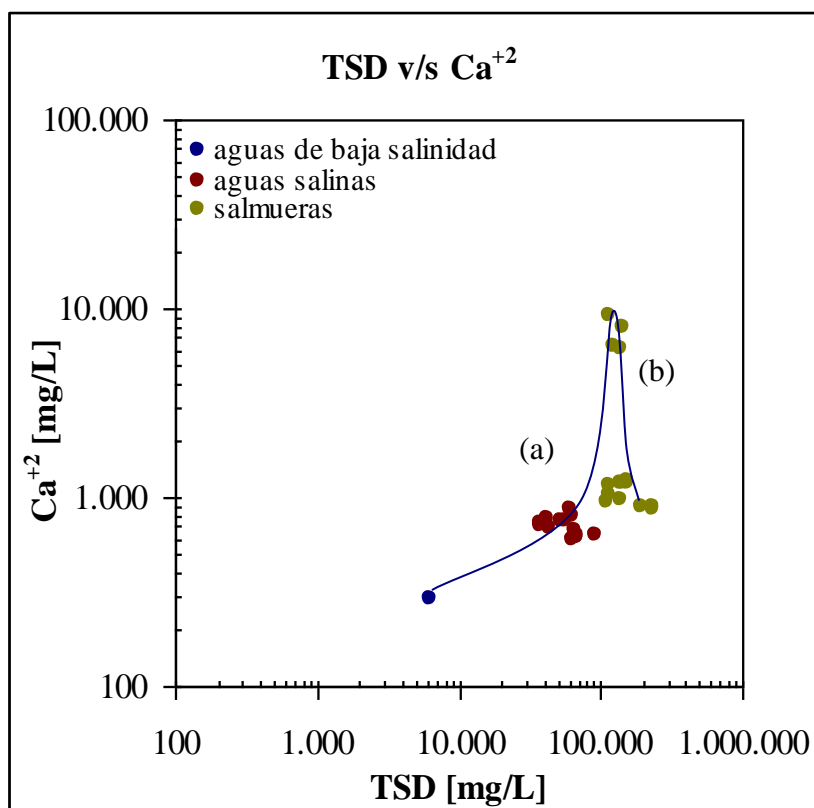


Figura 9: Total sólidos disueltos versus calcio en aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log –log.

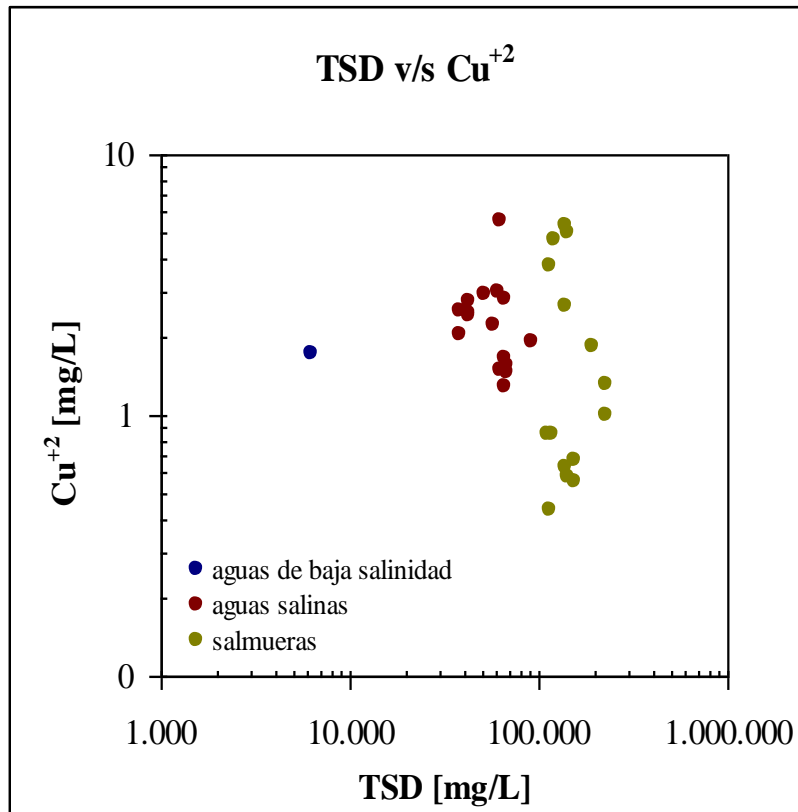


Figura 10: Total sólidos disueltos versus concentración de cobre en aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log-log

La concentración de Cu^{+2} en las muestras de aguas subterráneas de Mantos Blancos se encuentran en rango que varía entre los 0,4 y 6 mg/L. Estos contenidos de Cu^{+2} no muestran un patrón claro al plotearlos con el total de sólidos disueltos. Sin embargo, resaltan las bajas concentraciones de Cu^{+2} en las aguas subterráneas de Mantos Blancos en comparación con las aguas subterráneas del norte de Chile. Esta observación es importante considerando que el nivel freático ocurre en la zona hipógena del yacimiento. En este sector el depósito presenta baja ley de Cu^{+2} ($< 0,3 \% \text{ Cu}^{+2}$) y consiste en pirita y calcopirita (Ramírez *et al*; 2006)

4.1.2.2. Cloruro versus sodio y cobre

La Figura 11 presenta una correlación positiva entre el Cl^- y el Na^+ de las aguas en estudio. Se observa una evolución desde aguas de baja salinidad hacia el campo de las salmueras. Los datos van principalmente de los 11.000 a los 125.000 mg/L de Na^+ y de los 11.000 a los 75.000 mg/L de Cl^- y en el rango de las aguas salinas alcanza una pendiente muy cercana a 1.

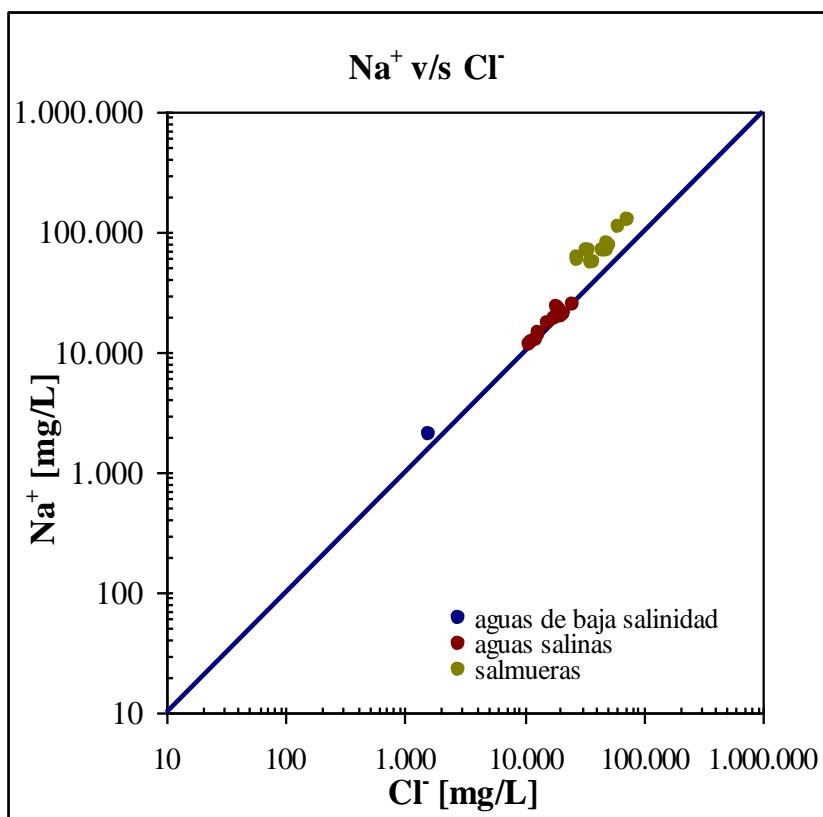


Figura 11: Cloruros versus sodio en aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log – log.

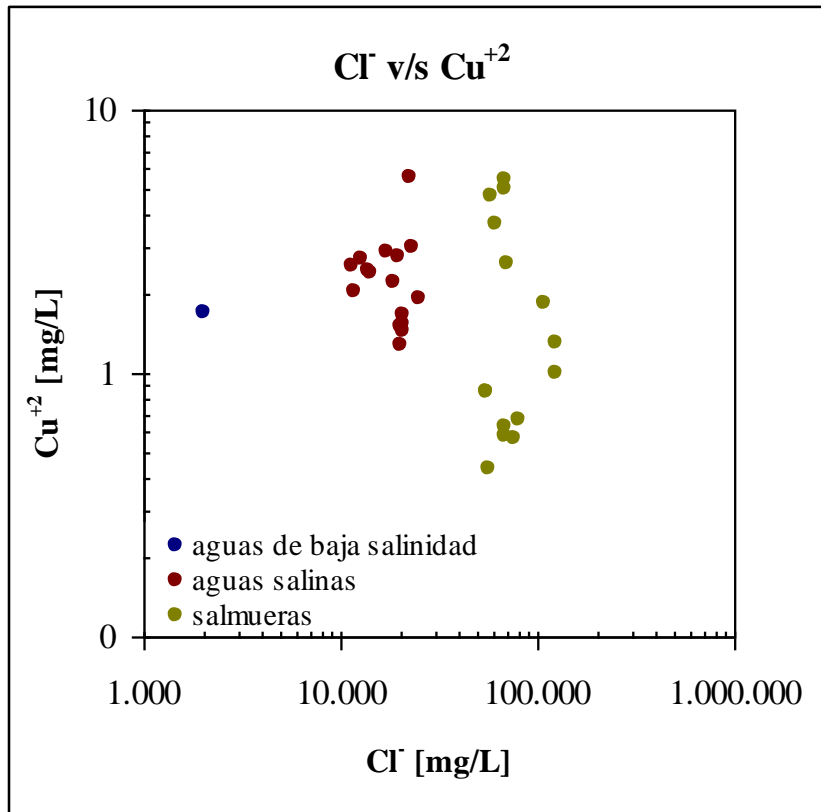


Figura 12: Cloruros versus concentración de cobre en aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log – log.

En el Figura 12 se observa que las muestras de aguas subterráneas de Mantos Blancos contienen entre 0,41 y 5,53 mg/L de Cu^{+2} . Las mayores cantidades de Cl^- están relacionadas a las salmueras y en menor grado a las aguas salinas. No se observa una correlación entre las concentraciones de Cu^{+2} y Cl^- en las aguas en estudio.

4.1.2.3. Sulfatos versus cloruro y calcio

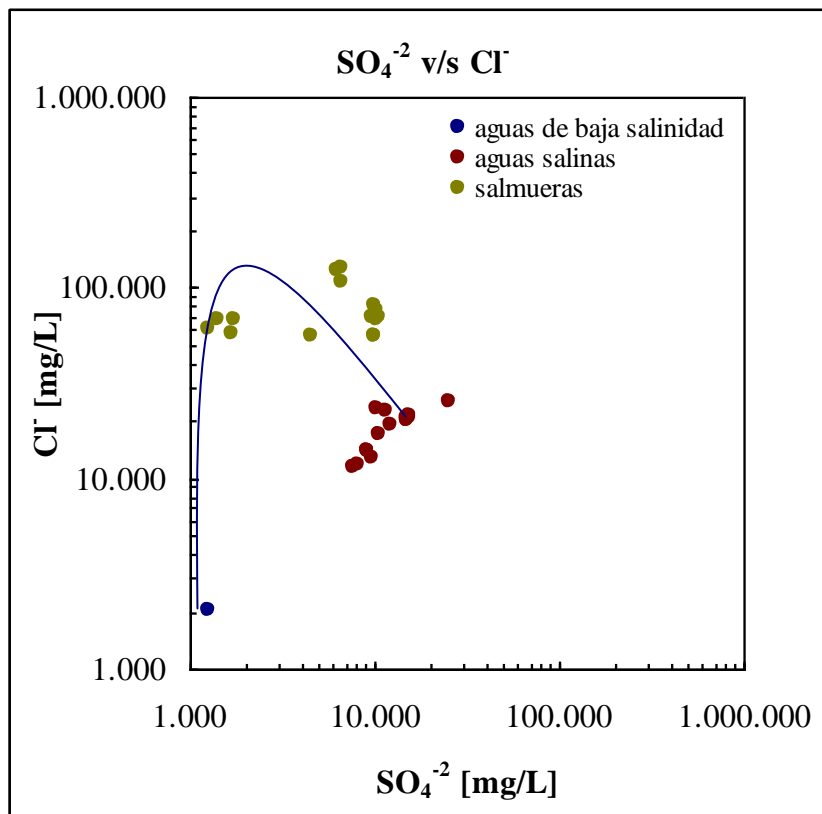


Figura 13: Sulfatos versus cloruros, aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log – log.

En la Figura 13 se indica una evolución de aguas desde las aguas de baja salinidad a salinas mostrando en primera instancia una tendencia directamente proporcional entre la cantidad de SO_4^{-2} y Cl^- . Luego desde $\text{SO}_4^{-2} \approx 4.500$ mg/L, una tendencia decreciente que parte en aguas salinas a salmueras. También se observa que las salmueras son las con mayor cantidad de Cl^- y las aguas salinas y parte de las salmueras son las que contienen una mayor cantidad de SO_4^{-2} .

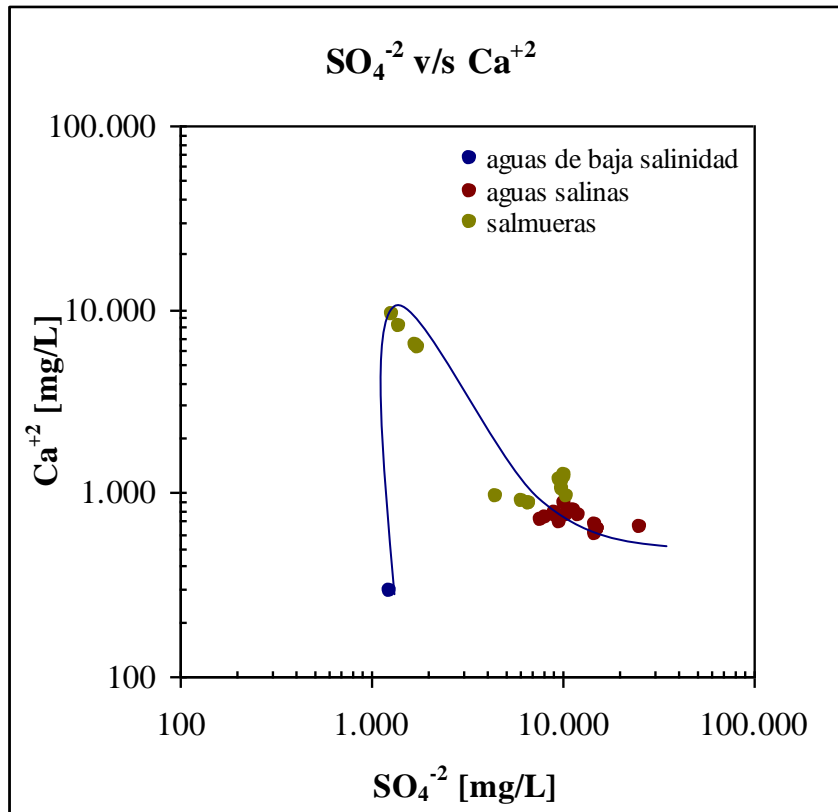


Figura 14: Sulfatos versus calcio, aguas subterráneas Mantos Blancos, escala log - log

En la Figura 14 se observa un incremento en la cantidad de Ca⁺² desde las muestras de baja salinidad hacia las salmueras y una correlación negativa entre los iones Ca⁺² y SO₄⁻² observando salmueras y aguas salinas.

4.2. Comparación geoquímica de las aguas subterráneas de Mantos Blancos y Spence.

El depósito de Cu Spence se ubica 85 km al NE de Mantos Blancos a una altura de 1.800 m.s.n.m.

En las siguientes figuras se aprecian graficados los datos obtenidos en aguas subterráneas de Mantos Blancos y el campo de la composición de las aguas subterráneas de Spence (Leybourne y Cameron, 2006).

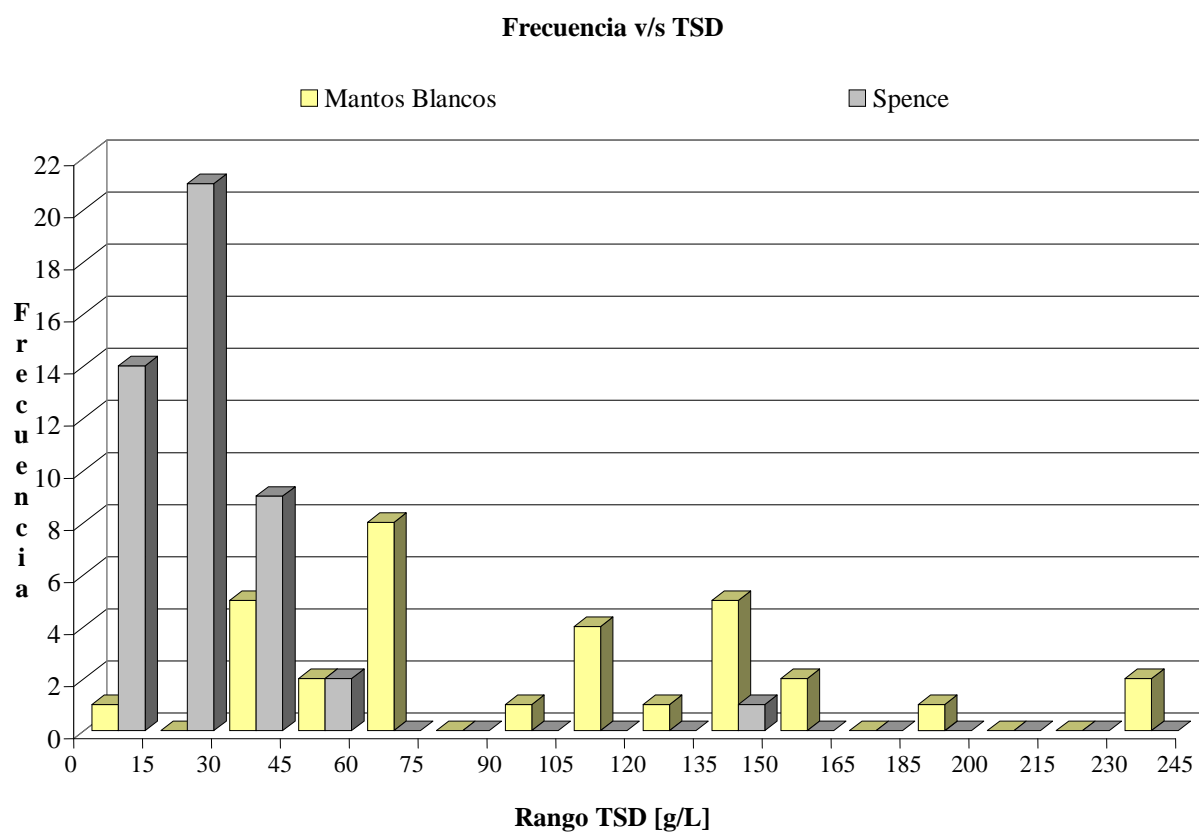


Figura 15: Total de Sólidos Disueltos versus la frecuencia en el caso de Mantos Blancos y de Spence

El TSD de las aguas subterráneas de Mantos Blancos nos muestra una distribución de carácter bimodal, una entre los 0 y 75 g/L y la segunda de 90 a 2450 g/L, en cambio la gran mayoría de datos de las aguas subterráneas de Spence se agrupan en una familia que va de 0 a 60 g/L de TSD.

En la Figura 16 se aprecia una leve disminución en la pendiente (m) de la tendencia de los datos de Mantos Blancos ($m = 0,487$) con respecto a los datos de Spence ($m = 0,5357$). Al mismo tiempo, las muestras de Mantos Blancos con menor contenido de Cl^- contiene 6.200 mg/L de TSD lo que difiere a las muestras con menor cantidad de Cl^- del yacimiento Spence que contienen solo 902 mg/L de TSD (Leybourne y Cameron, 2006), lo que evidencia un mayor rango de valores Cl^- en los datos de Spence que en los datos obtenidos en las aguas subterráneas de Mantos Blancos.

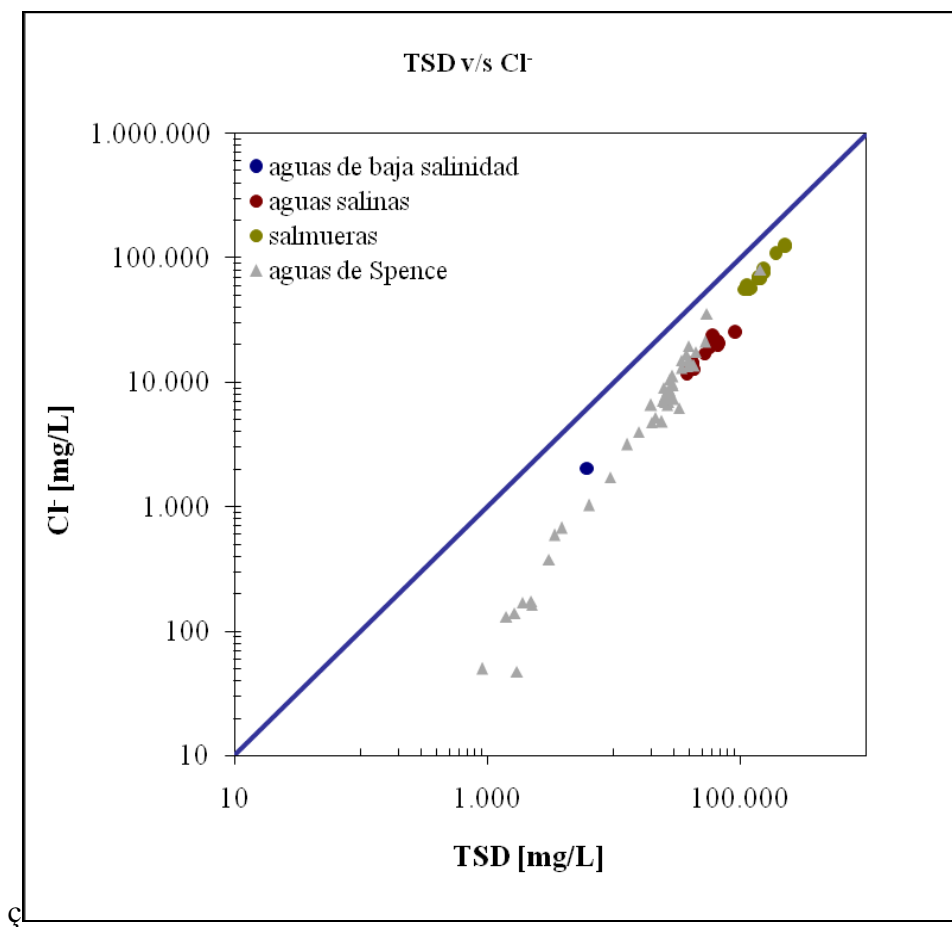


Figura 16: Total Sólidos Disueltos versus cloruro , para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.

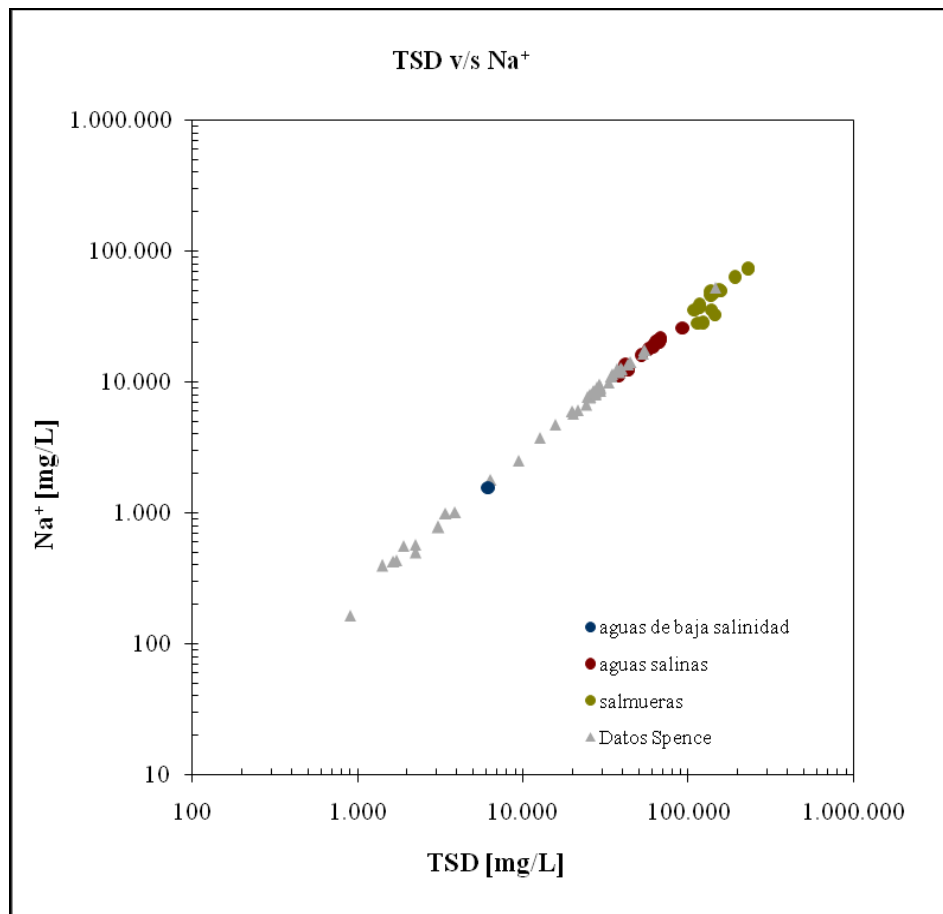


Figura 17: Total Sólidos Disueltos versus sodio, para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.

En la Figura 17 se observa como la tendencia de las muestras tomadas de Mantos Blancos mantiene una pendiente similar a la de las muestras de Spence, con las pendientes $m_{\text{Mantos Blancos}} = 0,31$ y $m_{\text{Spence}} = 0,334$. En este caso, al igual que con el Cl^- , existen muestras de Spence con menor contenido de sólidos disueltos por litro que en el caso de las aguas de Mantos Blancos.

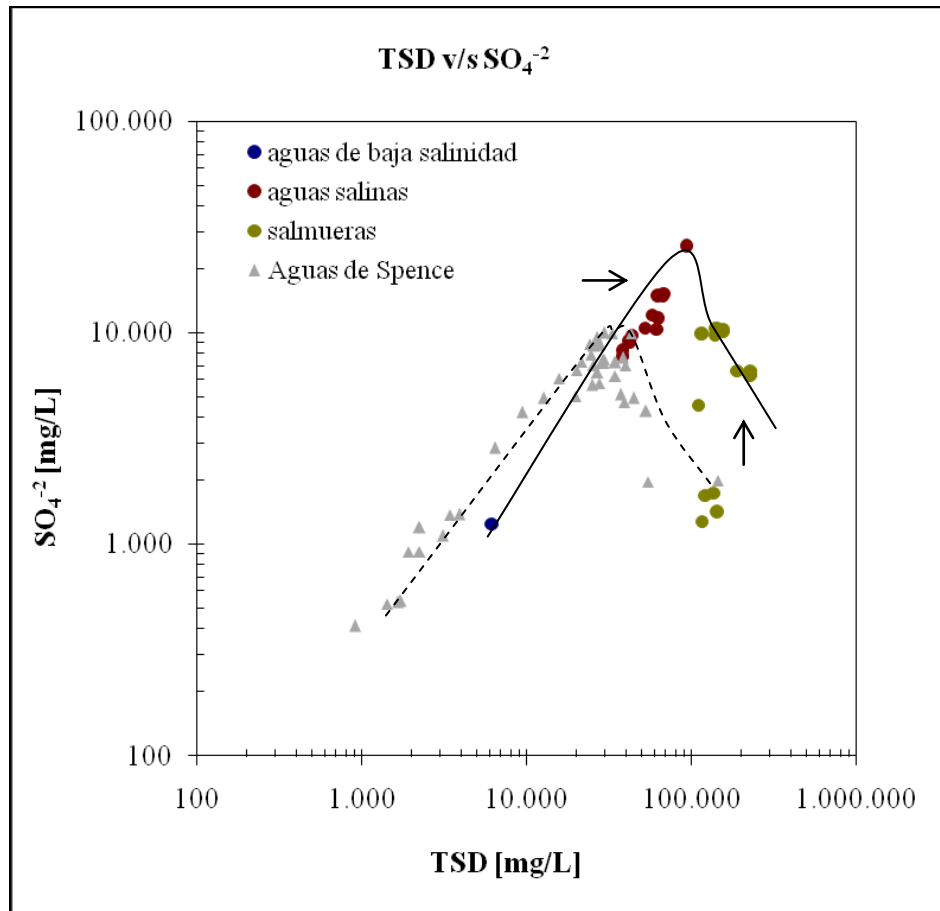


Figura 18: Total Sólidos Disueltos versus sulfatos en aguas subterráneas Mantos Blancos, para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.

Al igual que el patrón que se observa en la Figura 8 donde en un primer tramo el TSD es directamente proporcional a la cantidad de SO_4^{-2} con un máximo en las aguas salinas de $\text{SO}_4^{-2} = 25.600 \text{ mg/L}$. Luego se observa un descenso en la cantidad de sulfatos a medida que la cantidad de sólidos disueltos aumenta. El patrón descrito para Mantos Blancos coincide en tendencia con los campos grises que representan las muestras de Spence, sin embargo se aprecia un desfase en estos patrones teniendo un máximo en Mantos Blancos a la cantidad de TSD = 100.000 mg/L, en cambio el máximo $\text{SO}_4^{-2} = 9.940 \text{ mg/L}$ en el campo gris se obtiene alrededor de los 33.000 mg /L de TSD.

En la siguiente figura se observa un aumento de los valores de TSD en conjunto con los valores de Ca^{+2} en el campo de valores de los datos de Spence al igual que en los datos de Mantos Blancos. Se puede observar que las aguas de Mantos Blancos contienen una menor cantidad Ca^{+2} , en general, que el campo gris que representa los datos de Spence, a excepción de un pequeño grupo de datos que son más ricos en Ca^{+2} .

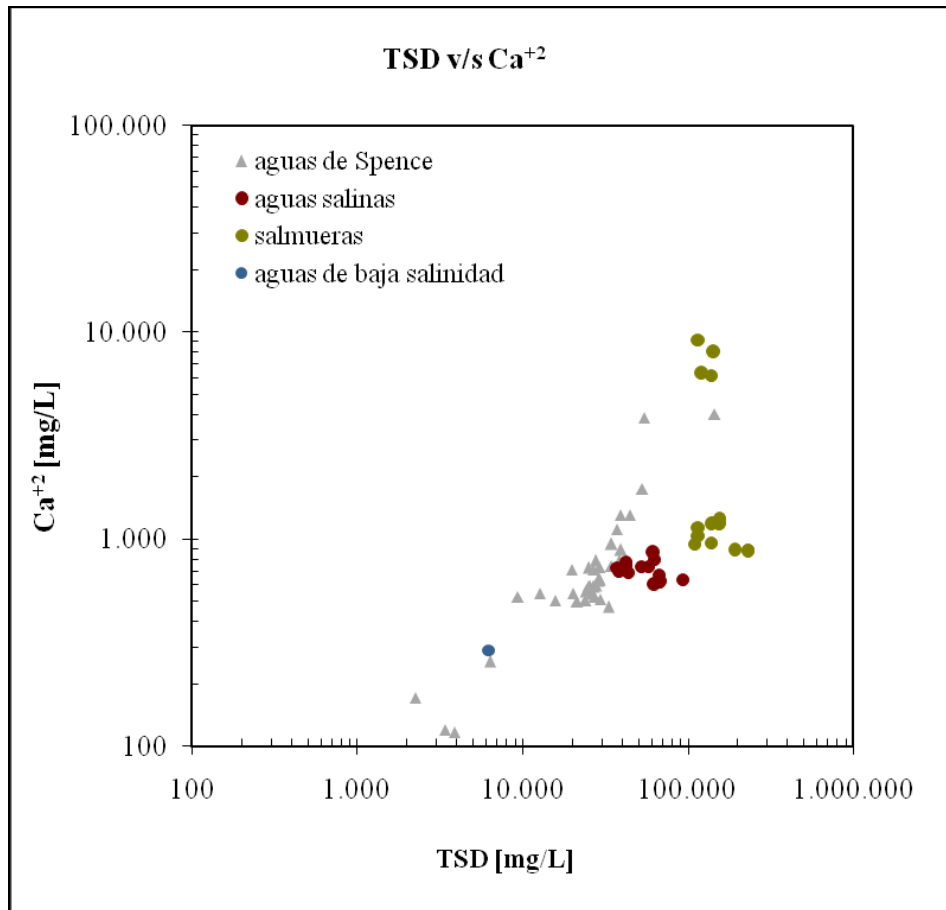


Figura 19: Total sólidos disueltos versus calcio en aguas subterráneas Mantos Blancos. , para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.

4.2.1.1. Cloruro versus sodio

En la Figura 20 se observa como los datos de Mantos Blancos se acercan mas a la línea azul que indica la pendiente $m = 1$ con una ligera variación en las salmueras donde los datos son graficados por sobre la línea. Los datos de Spence forman un campo donde la pendiente de la tendencia de estos datos es mayor que la línea de tendencia de los datos de Mantos Blancos. Por otra parte el rango donde se concentran los datos de Mantos Blancos (tanto de Na^+ como de Cl^-) es menor al rango representado por las muestras de Spence.

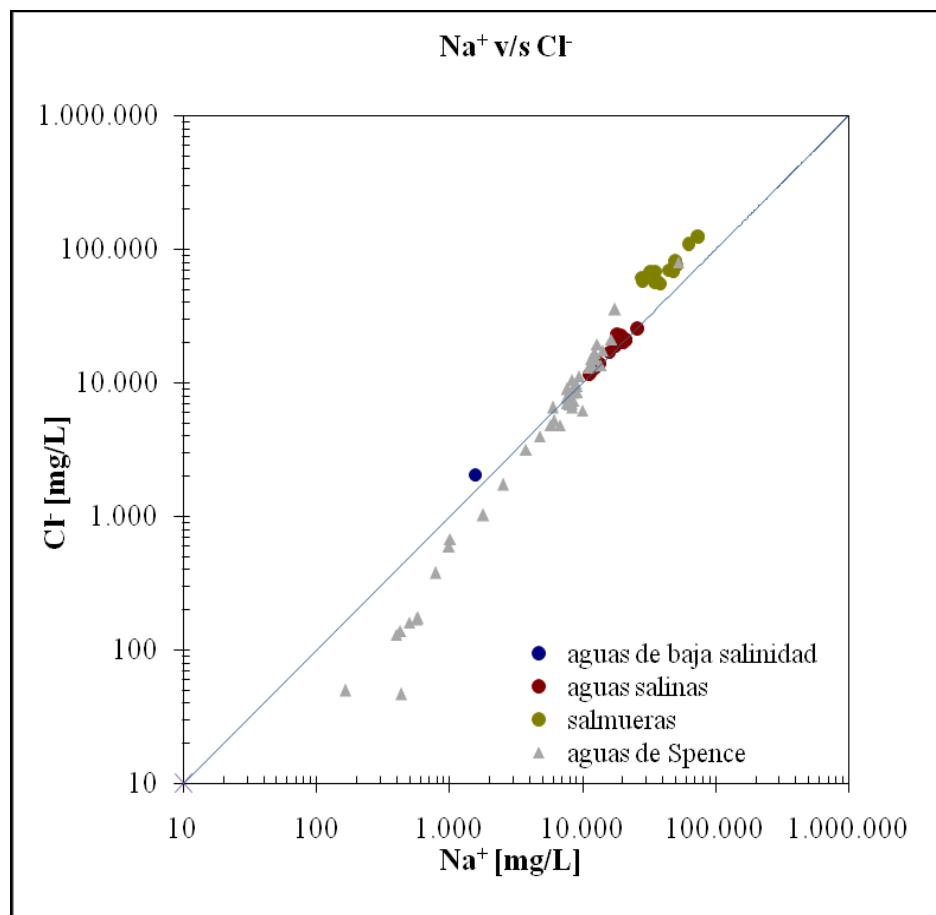


Figura 20: Cloruros versus sodio en aguas subterráneas Mantos Blancos. , para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.

En la siguiente figura se observa como los datos de las aguas subterráneas de Mantos Blancos contiene mayor cantidad de SO_4^{-2} y de Cl^- que las muestras de Spence representadas en el campo gris, esto con excepción de la muestra de aguas de baja salinidad.

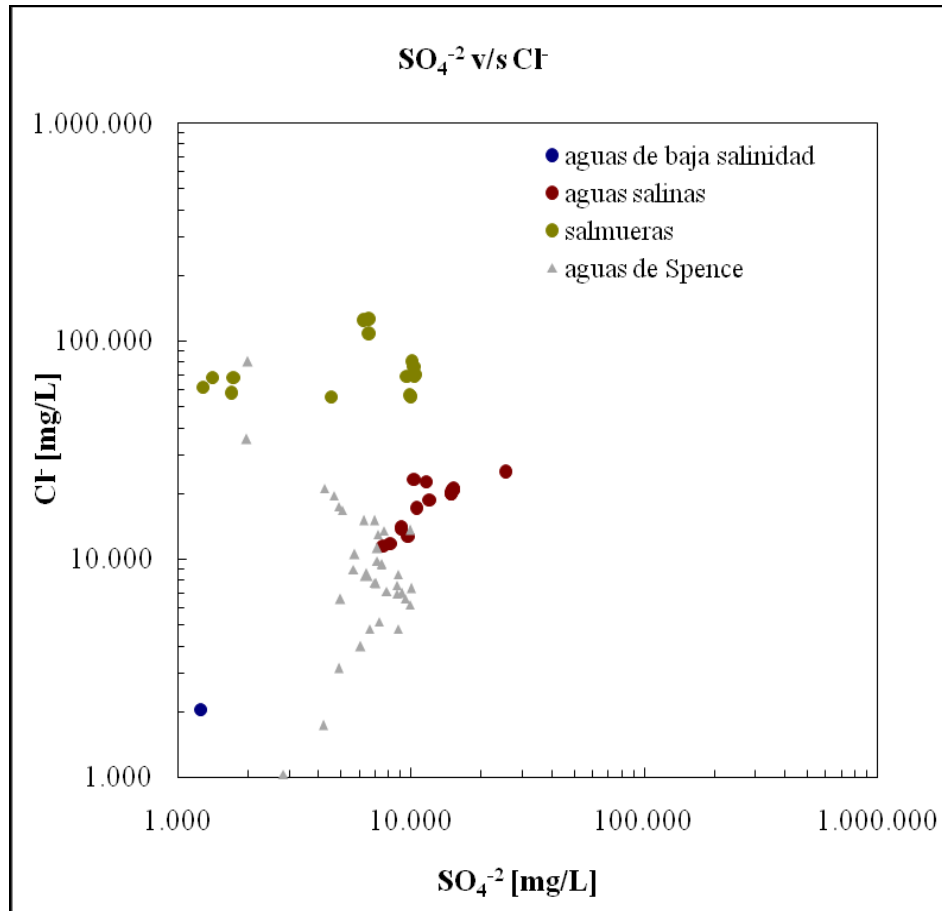


Figura 21: Sulfatos versus cloruros, aguas subterráneas Mantos Blancos, para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.

En la Figura 22 se observa que las aguas estudiadas de Mantos Blancos contienen una mayor cantidad de Ca^{+2} que las aguas subterráneas muestreadas en Spence. Además, se observa que las muestras estudiadas de Mantos Blancos tienen un contenido mas alto de SO_4^{-2} que las aguas de Spence.

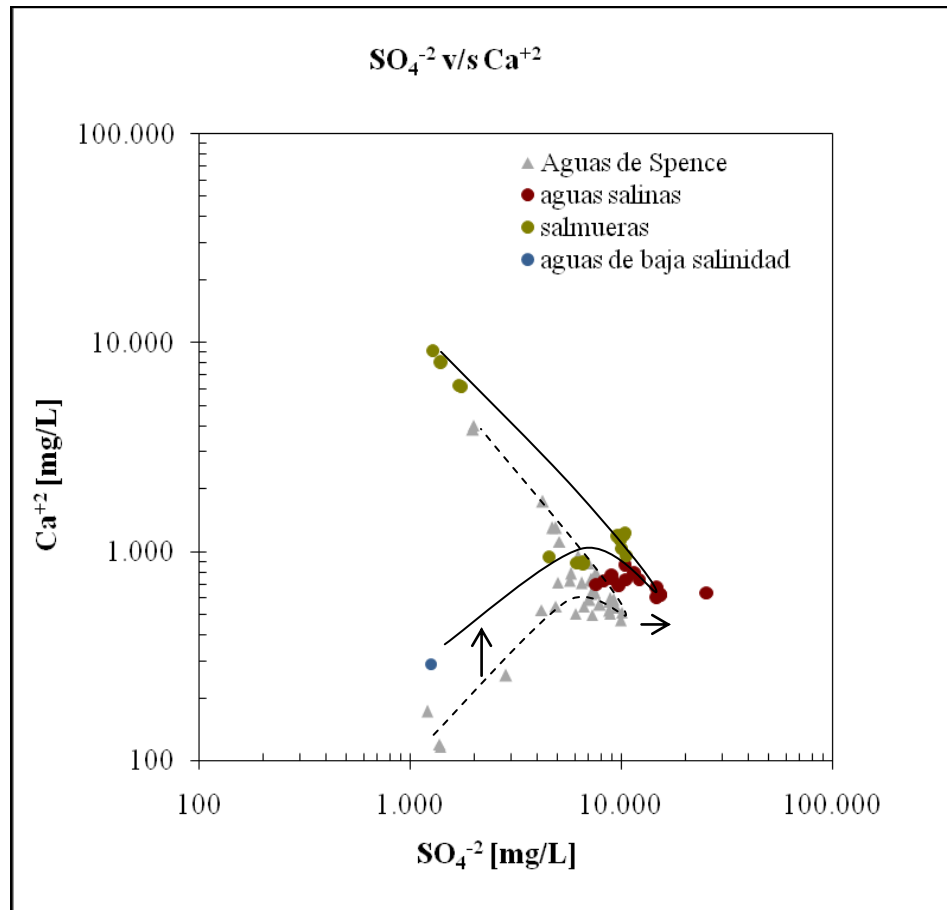


Figura 22: Sulfatos versus calcio, aguas subterráneas Mantos Blancos, para efectos de la comparación se presentan la composición de las aguas subterráneas de Spence, en triángulos grises, datos extraídos de Leybourne et al (2006), escala log- log.

4.3. Inclusiones fluidas.

4.3.1. Resultados microtermometría

En este trabajo se consideraron sólo inclusiones fluidas primarias, de acuerdo a los criterios definidos por Roedder (1984): inclusiones que ocurren en zonas de crecimiento de cristales, o aquellas aisladas, de carácter intra-cristalino. Todas las inclusiones observadas y medidas contienen 2 fases que coexisten en condiciones ambientales: líquido y vapor. Las inclusiones fluidas observadas contienen entre 10 y 30 % de fase vapor. Su forma es normalmente ovalada, y no se midieron escasas inclusiones de formas estranguladas. Su tamaño es normalmente menor a 5 μm . No se observaron evidencias de CO_2 líquido o formación de hidratos de carbono durante los procesos de enfriamiento o las investigaciones de las inclusiones fluidas.

Debido a la deformación de las inclusiones fluidas en minerales blandos (dureza de Mohs inferior a 3.5), las mediciones de temperatura de homogenización pueden ser considerablemente mayores a las reales (Bodnar y Bethke, 1984; Vanko y Bach, 2005), considerando que la dureza de Mohs de la atacamita varía entre 3 y 3.5, se realizan solo medidas de la temperatura final de fusión.

Se midieron 43 inclusiones fluidas en 7 muestras de atacamita del depósito Spence (Tabla 2) y 48 inclusiones fluidas en 4 muestras de atacamita del yacimiento Mantos Blancos (Tabla 3).

Tabla 2: Valores obtenidos de inclusiones fluidas en atacamita del depósito Spence

muestra	Tm ice(°C)	Salinidad (% en peso NaCl equiv.)	Th (°C)	% vol Vapor
1	-1,2	2,07	150	15
	-1,4	2,41	155	15
	-1,4	2,41	140	15
	-1,3	2,24	185	20
	-1,3	2,24	178	10
2	-2,4	4,03	180	20
	-2,5	4,18	195	25
	-2,5	4,18	200	10
3	-1,9	3,23	160	10
	-2,1	3,55	170	20
	-2	3,39	190	20
	-2	3,39	160	10
	-2,6	4,34	180	15
	-2	3,39	150	20
4	-1,7	2,9	150	25
	-1,5	2,57	145	10
	-1,5	2,57	190	20
	-1,5	2,57	160	20
	-1,6	2,74	145	30
	-1,5	2,57	135	10
	-1,8	3,06	160	25
5	-1,3	2,24	99	15
	-1,5	2,57	78	10
	-1,2	2,07	77	10
	-1,7	2,9	96	10
	-1,5	2,57	118	30
6	-1	1,74	186	20
	-1	1,74	102	20
	-1	1,74	160	15
	-1	1,74	134	25
	-1,1	1,91	181	20
	-1,1	1,91	190	25
	-1	1,74	132	15
	-1	1,74	135	10
	-1,2	2,07	140	20
-1,1	1,91	137	25	
7	-1,7	2,9	120	30
	-1,9	3,23	125	10
	-1,8	3,06	121	20
	-1,6	2,74	120	20
	-1,8	3,06	98	20
	-1,9	3,23	147	30
	-1,9	3,23	130	10

Tabla 3: Valores obtenidos de inclusiones fluidas en atacamita del yacimiento Mantos Blancos

muestra	Tm ice(°C)	Salinidad (% en peso NaCl equiv,)	Th (°C)	% vol Vapor
1	-7,1	10,61	175	10
	-7,2	10,73	173	10
	-7	10,49	170	20
	-7,1	10,61	173	15
2	-6,5	9,86	166	15
	-6,5	9,86	168	15
	-6,1	9,34	160	25
	-6,3	9,6	170	20
	-6,8	10,24	160	15
	-6,4	9,73	165	10
	-6,2	9,47	161	10
	-6	9,21	163	10
	-6	9,21	162	15
	-6,2	9,47	165	15
	-6,1	9,34	159	10
	-6,6	9,98	160	10
-6	9,21	168	15	
3	-4	6,45	150	25
	-4,9	7,73	160	10
	-4,2	6,74	161	15
	-4,4	7,02	165	15
	-4,5	7,17	162	10
	-4	6,45	158	20
	-4,8	7,59	161	10
	-4,2	6,74	151	10
	-4,4	7,02	155	10
	-4,6	7,31	151	15
	-4,6	7,31	150	20
	-4,5	7,17	154	10
	-4,4	7,02	155	10
	-4,5	7,17	158	10
	-4,7	7,45	152	20
-4,5	7,17	155	15	
-4,8	7,59	154	15	
4	-5,1	8	155	10
	-5,8	8,95	157	15
	-5,4	8,41	164	15
	-5,5	8,55	160	15
	-5,9	9,08	156	10
	-5,7	8,81	159	10
	-5	7,86	150	15
	-5,2	8,14	161	15
	-5,5	8,55	165	15
	-5,3	8,28	162	10
	-5	7,86	155	10
	-5,2	8,14	159	10
	-5,6	8,68	150	10
-5,3	8,28	155	15	

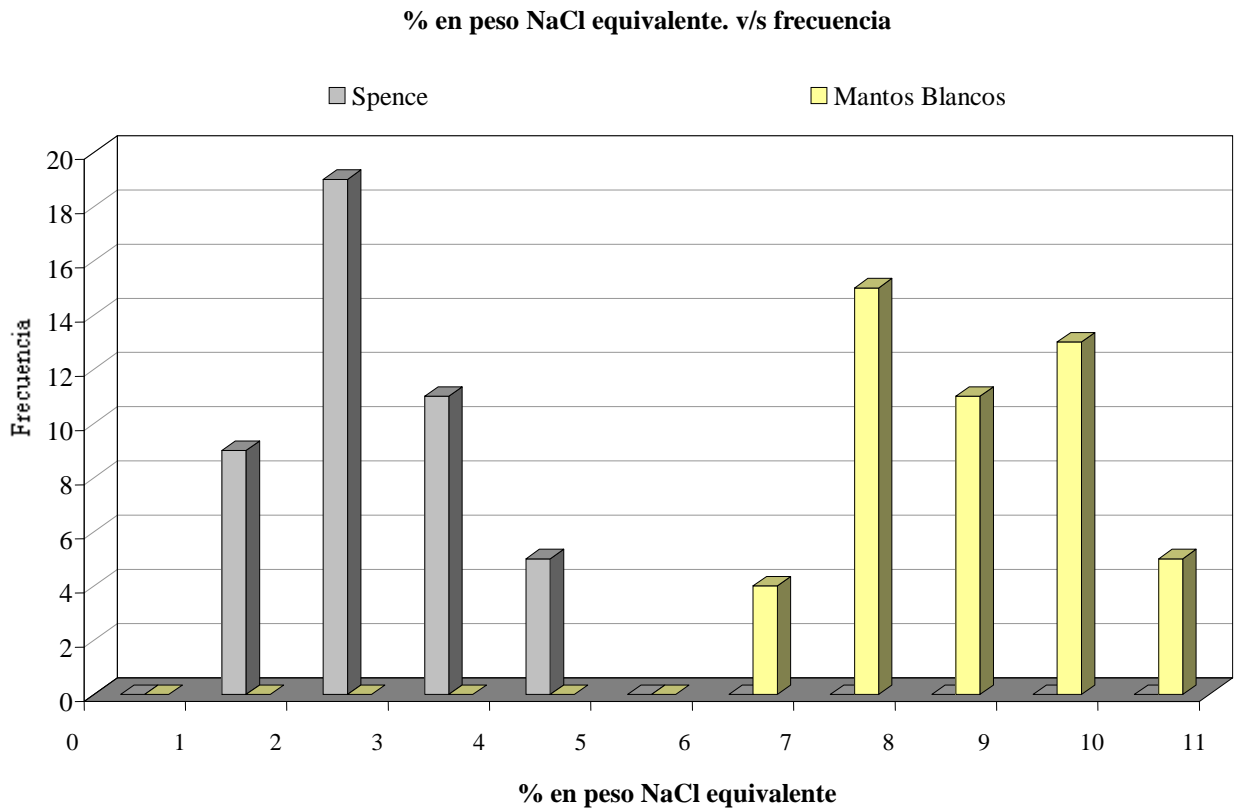


Figura 23: Gráfico de salinidad en inclusiones fluidas versus frecuencias para Spence y Mantos Blancos.

En la Figura 23 se observan ploteados los datos obtenidos en las inclusiones fluidas atrapadas en atacamitas de los depósitos Spence y Mantos Blancos.

Los valores obtenidos para Spence se agrupan en una familia con salinidades entre el 1 y el 5% en peso de NaCl equivalente, en cambio Mantos Blancos tiene salinidades variables entre 6 y 11% en peso de NaCl equivalente.

La Figura 24 y la Figura 25 presentan histogramas comparativos de salinidades de las aguas subterráneas e inclusiones fluidas atrapadas en atacamita de los yacimientos Mantos Blancos y Spence, respectivamente.

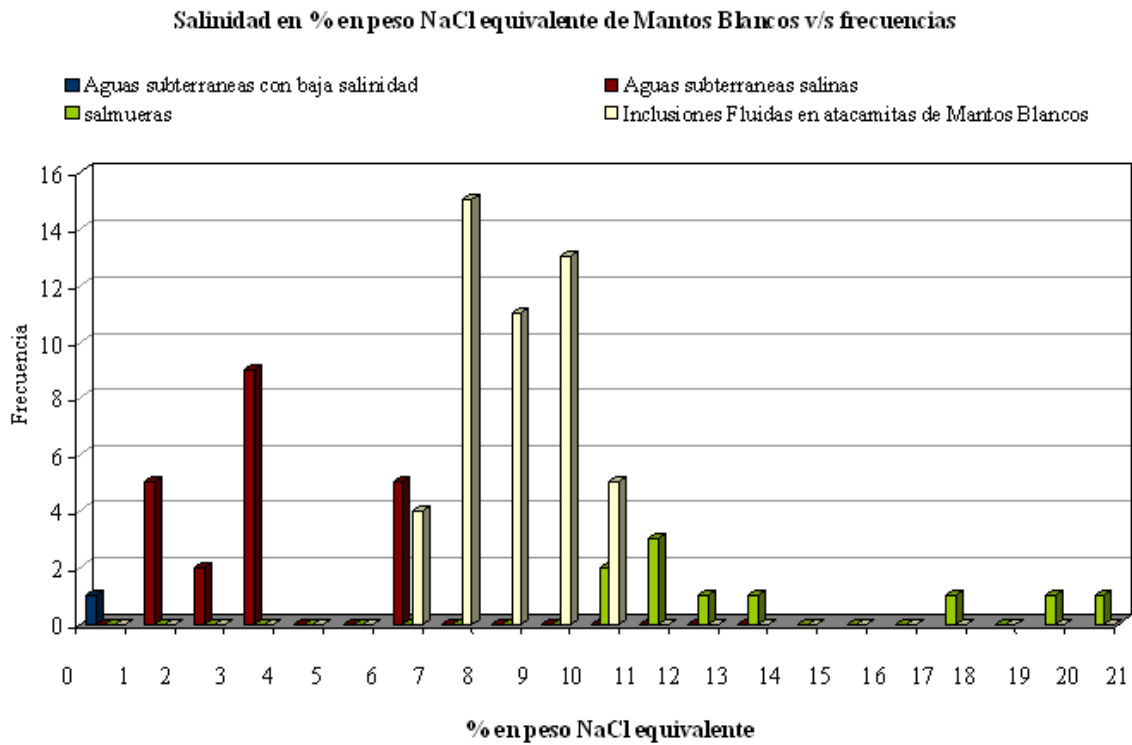


Figura 24: Histograma de comparación entre las aguas subterráneas e inclusiones fluidas de Mantos Blancos

En esta figura se observa como los datos obtenidos para las inclusiones fluidas se encuentran entre las salinidades relacionadas con las aguas subterráneas salinas y las menos salinas de las salmueras, entre los 6 y 11% en peso de NaCl equivalente.

Salinidad en % wt NaCl equivalente de Spence v/s frecuencias

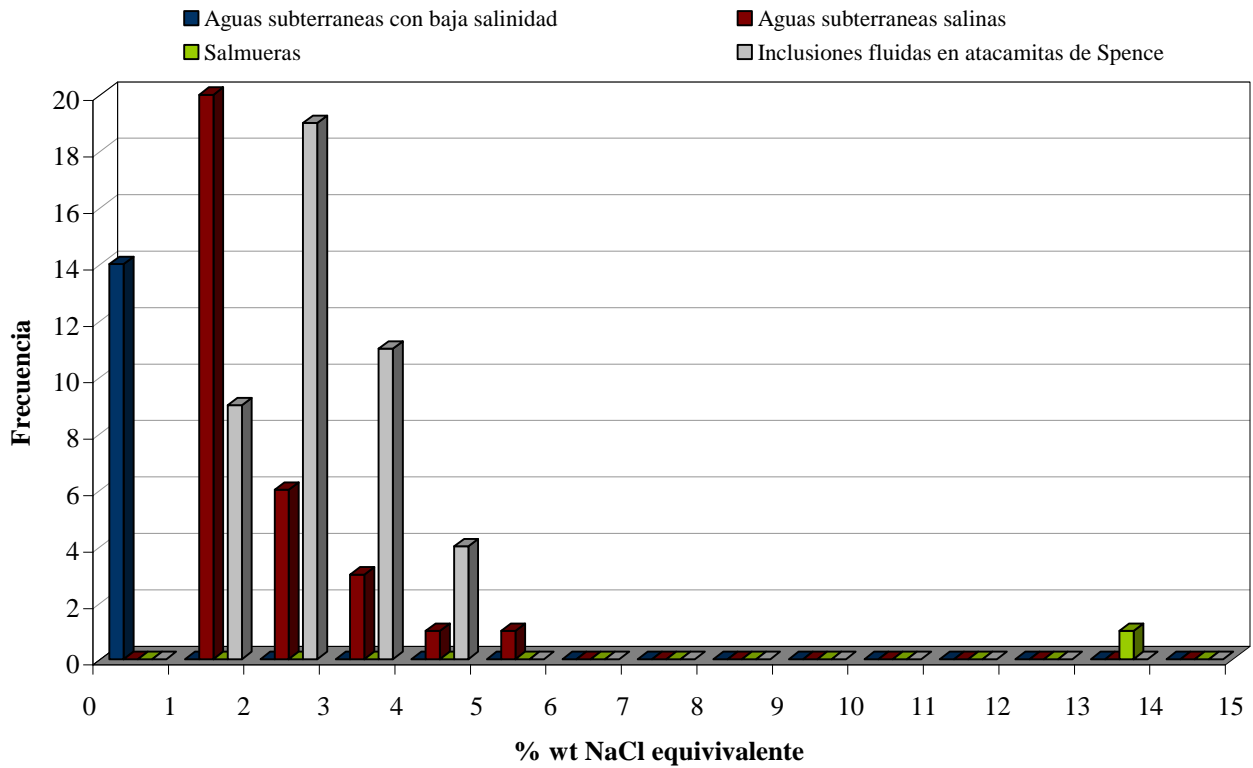


Figura 25: Histograma de comparación entre las aguas subterráneas e inclusiones fluidas de Spence.

Es este histograma se observa como las salinidades de las inclusiones fluidas se encuentran en el mismo rango de salinidad que las aguas subterráneas salinas obtenidas en el yacimiento de Spence.

5. DISCUSIÓN

5.1. Controles de la composición de las aguas subterráneas de Mantos Blancos.

En este capítulo se presentan datos acerca del origen y la composición de las aguas subterráneas de Mantos Blancos, sobre la base de los datos geoquímicos disponibles y expuestos en capítulos anteriores.

Las aguas subterráneas de Mantos Blancos presentan una variación importante en salinidad, desde aguas de baja salinidad ($TSD < 10 \text{ g/L}$), a aguas salinas ($10 \text{ g/L} < TSD < 100 \text{ g/L}$), y salmueras ($TSD > 100 \text{ g/L}$). En esta amplia variación composicional, las salmueras son aguas predominantemente del tipo $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ (Figura 6 y Figura 7). Existen 3 posibles explicaciones para esta variación en salinidad:

1. Evaporación.
2. Mezcla entre aguas diluidas y salinas.
3. Disolución de sales de capas evaporíticas.

Es poco probable que disolución de sales evaporíticas pueda ocurrir de manera fortuita en un acuífero confinado en las cercanías del depósito Mantos Blancos, donde las rocas son de naturaleza ígnea. De este modo, el problema se restringe a las 2 primeras alternativas expuestas.

La evaporación en un acuífero confinado, y cubierto por al menos 70 m de gravas es también un proceso difícil de comprender. Se requiere explicar una evolución en aumento de salinidad de al menos 1 orden de magnitud, lo que significa coeficientes de evaporación superiores al 75% (Leybourne y Cameron, 2006). Si la evaporación fuese el principal proceso que explica el incremento en salinidad, es esperable observar razones constantes entre trazadores conservativos y Cl^- , con el aumento de salinidad.

La excelente correlación entre Cl^- y Na^+ indica un rol menor en la formación de halita, excepto en las salmueras, que se desvían levemente de la pendiente conservativa 1 (Figura 11).

En la Figura 26 se observa que para las aguas salinas y las salmueras al aumentar la cantidad de Cl^- , la cantidad de $(\text{Na}^+/\text{Cl}^-)$ decrece en un patrón consistente con la mezcla entre aguas diluidas y salinas (Leybourne y Cameron, 2006)

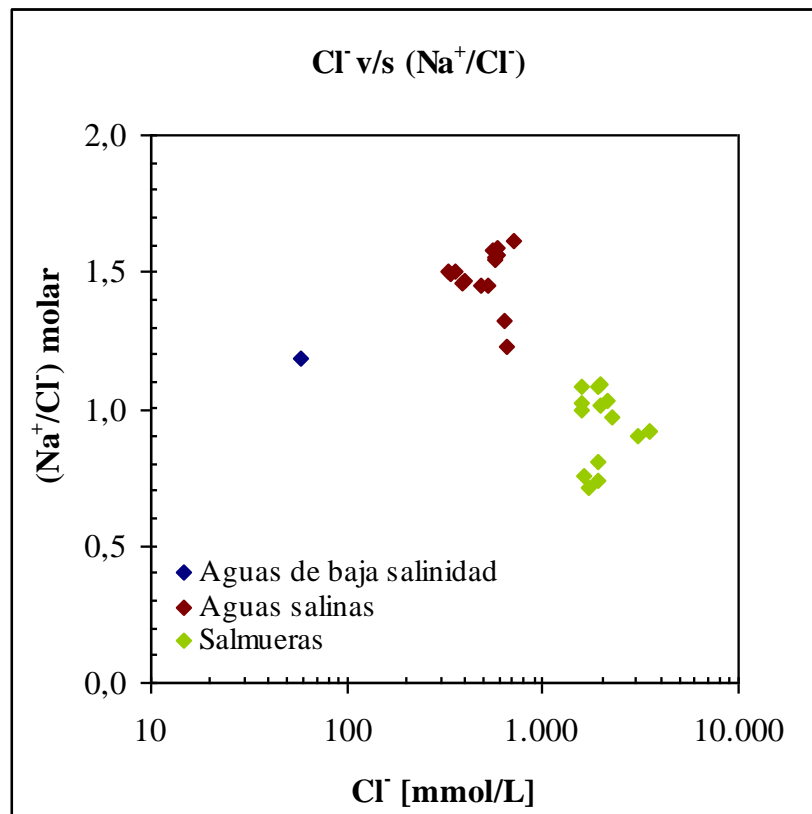


Figura 26: Cl^- versus $(\text{Na}^+/\text{Cl}^-)$ molar de las aguas subterráneas de Mantos Blancos, gráfico semilog.

En la Tabla 4 se muestran los promedios de la razón Na^+/Cl^- y la desviación estándar en los diferentes rangos de aguas subterráneas. Tanto en la muestra de agua baja en salinidad y las aguas salinas los valores son superiores a 1,1. Estos valores indican que la disolución de sales de halita es un factor menor en el control de solutos mayores en el agua, similar a lo expuesto por Leybourne y Cameron, (2006).

Tabla 4: Promedio Na⁺/Cl⁻ según cantidad de sólidos disueltos en las aguas de Mantos Blancos.

Rango según cantidad de sólidos disueltos	Promedio Na ⁺ /Cl ⁻	Desviación estándar
Aguas de baja salinidad	1,18	–
Aguas salinas	1,49	0,10
Salmueras	0,94	0,13

La razón SO₄⁻² / Ca⁺² es mayor que 1 en los 3 tipos de aguas (Tabla 5), lo que indica que se interpreta como la precipitación de yeso (CaSO₄2H₂O), por pérdida de calcio relativa a sulfato (Leybourne y Cameron, 2006). Esta interpretación es coherente con los patrones observados en la Figura 14.

Además, la disminución de SO₄⁻² con el aumento de TSD en las salmueras (Figura 8), y la correlación negativa entre Ca⁺² y SO₄⁻² (Figura 14), sugieren que la variación en sulfato está controlada, al menos en parte, por formación de yeso.

Tabla 5: SO₄⁻²/Ca⁺² según cantidad de sólidos disueltos en las aguas de Mantos Blancos.

Rango según cantidad de sólidos disueltos	Promedio SO ₄ ⁻² /Ca ⁺²	Desviación estándar
Aguas de baja salinidad	4,31	-
Aguas salinas	18,90	7,96
Salmueras	6,06	3,87

Considerando que el acuífero en Mantos Blancos se ubica a una cota equivalente a la zona primaria del yacimiento (pirita + calcopirita; 0,3% en peso de Cu), las concentraciones de cobre en las aguas subterráneas permiten evaluar la intensidad de la interacción agua – roca. Como la abundancia de cobre en las aguas es baja (varía entre

0,4 y 6 mg/L, Figura 10), es posible sugerir que el rol de la interacción agua – roca en la composición de las aguas subterráneas es menor.

5.2. Interpretación geológica

Al comparar la composición de las aguas subterráneas de Mantos Blancos con aquellas reportadas en Spence (Leybourne y Cameron, 2006) se determinó que si bien cerca del 1% de las aguas subterráneas de Mantos Blancos y de Spence son aguas de baja salinidad, las aguas subterráneas de Mantos Blancos son menos salinas que las aguas de Spence donde en Mantos Blancos el 50% de las muestras resultan ser salmueras, en cambio, en las aguas de Spence solo un 2,2 % de las muestra son salmueras.

Existe un rol menor de la formación de halita en la composición de las aguas subterráneas de Mantos Blancos, esto se puede notar observando la excelente correlación entre Cl^- y Na^+ , excepto en las salmueras, que se desvían levemente de la pendiente conservativa 1 (Figura 11).

La formación de yeso es responsable de la disminución de SO_4^{-2} con el aumento de TSD en las salmueras (Figura 8), y la correlación negativa entre Ca^{+2} y SO_4^{-2} (Figura 14). Esta precipitación de yeso es consecuencia de la pérdida de calcio relativa a sulfato.

Tomando en cuenta la concentración de Cu en las muestras de agua analizadas (Figura 10), se puede decir que la composición de las aguas subterráneas de Mantos Blancos sería poco afectada por la interacción agua – roca.

Las aguas subterráneas de Mantos Blancos son una mezcla entre aguas diluidas y salinas tal como se argumenta en el capítulo 6

Se realizó un estudio de inclusiones fluidas en atacamitas de los yacimientos Mantos Blancos y Spence, con énfasis en la determinación de la salinidad en base a la

temperatura final de fusión del hielo (T_m). Cabe destacar que no existen datos termométricos en atacamitas publicados en la literatura especializada.

El propósito de esta fracción de la investigación consistió en determinar posibles correlaciones entre la salinidad de las inclusiones fluidas atrapadas en atacamita, y la salinidad de las aguas subterráneas de ambos depósitos. Se estableció la existencia de correlaciones entre salinidades de aguas subterráneas y de inclusiones fluidas en atacamita, principalmente las aguas subterráneas definidas como salmueras de ambos depósitos, siendo esto un importante factor para evaluar la hipótesis propuesta por Cameron *et al* (2002), Palacios *et al* (2005) y Cameron *et al* (2007). Los mencionados autores proponen que durante sismos, el agua subterránea asciende por fallas y fracturas, lixiviando el cobre desde la zona de oxidación de los yacimientos, y formando atacamita.

Los datos obtenidos gracias a las inclusiones fluidas en las atacamitas de ambos depósitos permiten ratificar la mayor salinidad de las aguas de Mantos Blancos con respecto a Spence observada en la comparación de los análisis químicos analizados en el capítulo 4 de esta memoria.

Basado en los datos expuestos en los capítulos anteriores, la variación composicional de las aguas subterráneas de Mantos Blancos puede ser explicada en términos de una mezcla entre aguas diluidas (representadas por la muestra de agua de baja salinidad) y aguas salinas (representadas por las salmueras). En esta sección se considera el origen de estos 2 miembros extremos en las aguas subterráneas, llamados en esta sección Miembro Terminal Salino (MTS) y Miembro Terminal Diluido (MTD).

Estudios previos de aguas subterráneas diluidas en el Desierto de Atacama sugieren que la recarga ocurre en la Cordillera de los Andes, generalmente sobre los 3.500 m de altura, basado en el actual volumen e índices de precipitaciones (Magaritz *et al.*, 1990). Rissmann (2003) sugiere que las aguas subterráneas diluidas en la cuenca de

Monturaqui (II región de Chile), próxima a los Andes, se habría recargado a elevaciones menores a 3.500 m durante períodos húmedos prolongados en el Pleistoceno (54.4 – 15.3 ka) y períodos húmedos de corta duración durante el Holoceno (11.4 – 10,2 y 6.2 – 3.5 ka) (Bobst *et al.*, 2001).

Durante estos períodos húmedos, los acuíferos del norte de Chile habrían estado unidos entre sí, y por tanto habrían tenido una alimentación meteórica común. Sin embargo, luego del comienzo de la hiperaridez esta unión de acuíferos se habría suspendido, formándose los actuales acuíferos confinados y separados entre sí (Houston y Hart, 2004).

El MTS de las aguas estudiadas probablemente tiene por origen soluciones antiguas y confinadas que han migrado hacia niveles más superficiales a través de estructuras profundas, posiblemente mediante mecanismos de bombeo tectónico (“tectonic pumping”) durante eventos sísmicos. Así, las aguas meteóricas regionales se habrían mezclado con estas soluciones salinas, como proponen Magaritz *et al* (1990) y Leybourne y Cameron (2006).

Sin embargo, existen diferentes posibles fuentes para el MTS:

1. Disolución de halita en una sub – superficie profunda (capas de evaporitas).
2. Recarga desde salmueras generadas por evaporación de aguas superficiales percolantes (Risacher *et al.*, 2003).
3. Mezcla con aguas de formación profunda, “deep formation waters” (Cameron *et al.*, 2007),
4. Aguas connatas atrapadas durante la depositación de sedimentos marinos.

Los datos presentados en esta memoria son insuficientes para discriminar entre estos posibles escenarios. Estudios hidrogeoquímicos de detalle tales como la sistemática de Na-Br-Cl para discriminar proveniencia (Kesler *et al.*, 1991), o de trazadores isotópicos estables de oxígeno ($\delta_{18}\text{O}$), deuterio (δD), cloro ($\delta_{37}\text{Cl}$) y azufre ($\delta_{34}\text{S}$) en las aguas subterráneas de Mantos Blancos son necesarios para determinar su origen. Sin embargo, los datos obtenidos en inclusiones fluidas en atacamitas permiten establecer la posible correlación entre la salinidad de éstas y la salinidad de las aguas subterráneas de ambos depósitos (ver Figura 24 y Figura 25).

Estos datos son coherentes con la hipótesis propuesta por Cameron *et al.* (2002), Palacios (2005) y Cameron *et al.* (2007). Los mencionados autores proponen que las atacamitas se formaron a partir de aguas subterráneas que ascendieron por fallas y fracturas producto de bombeo tectónico durante los frecuentes sismos en el norte de Chile.

Los capítulos anteriores nos muestran una posible correlación entre las aguas subterráneas de Mantos Blanco y Spence además de sugerir que el origen de las aguas subterráneas de Mantos blancos es profundo.

6. CONCLUSIONES

En este estudio se caracterizó la composición química de las aguas subterráneas del yacimiento de Mantos Blancos, comparándola con datos de salinidad de inclusiones fluidas del mismo yacimiento y datos previamente publicados de aguas del yacimiento Spence. Del análisis de los resultados se desprenden las siguientes conclusiones:

- 1.- Las aguas subterráneas de Mantos Blancos presentan una variación importante en salinidad, desde aguas de baja salinidad ($TSD < 10 \text{ g/L}$), a aguas salinas ($10 \text{ g/L} < TSD < 100 \text{ g/L}$), y salmueras ($TSD > 100 \text{ g/L}$).
- 2.- Existen 2 miembros extremos en las aguas subterráneas el Miembro Terminal Salino (MTS) y Miembro Terminal Diluido (MTD).
- 3.- Las aguas subterráneas de Mantos Blancos son básicamente bastante similares a las aguas de Spence, lo que puede sugerir un origen similar.
- 4.- Existe una correlación entre las salinidades de las aguas y las de las inclusiones fluidas, sugiriendo un origen común
- 5.- Los datos sugieren un origen profundo para las aguas que dieron origen a las atacamitas (ej. “deep formation waters”), consistente con la hipótesis de Cameron y otros del “tectonic pumping”. Mediante este mecanismo, aguas salinas profundas habrían ascendido a través de estructuras hasta niveles superiores durante episodios sísmicos, proveyendo el Cl necesario para formar atacamita en las zonas de oxidación.

7. REFERENCIAS

Acuri, T., Brimhall, G.H., 2003. The chloride source for atacamite mineralization at the Radomiro Tomic porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 89: 1667 – 1681

Alpers, C.N., Whittemore, D.O., 1990. Hydrochemistry and stable isotopes of ground and surface waters from two adjacent closed basins, Atacama Desert, northern Chile. *Applied Geochemistry*, 5: 719 – 734.

Aravena, R., Suzuqui, O., 1990. Isotopic evolution of river water in the northern Chile region. *Water Resources Research*, 26: 2887 – 2894.

Bell, C., 1982 The Coger Paleozoic metasedimentary basement in the Coastal ranges of Chile Between 25°30' and 27° S. *Revista Geológica de Chile*, 17: 21 – 29.

Bernal, J., 2003. Litogeoquímica con énfasis en petrología y alteración, de las rocas volcánicas del Distrito Minero Mantos Blancos. Memoria de Título. Universidad Católica del Norte. pp. 86.

Bobst, A.L., Lowenstein, T.K., Jordon, T.E., Godfrey, L.V., Ku, T.L., Luo, S. 2001. A 106 ka paleoclimate record from drill core of the Salar de Atacama, northern Chile. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 173: 21 – 42.

Breitkreuz, C., Bahlburg, H., 1985. Paleozoic fish series in the Coastal cordillera of Northern Chile. *Geologische Rundschau*, 74: 565 – 572

Cameron, E. M., Leybourne, M. I., 2006. Composition of groundwaters associated with porphyry – Cu deposits, Atacama Desert, Chile: Elemental and Isotopic Constraints on water sources and water – rock reactions.

Cameron, E. M., Leybourne, M. I., Palacios, C., 2007. Atacamite in the oxide zone of copper deposits in northern Chile: Involvement of deep formation waters?. *Mineralium Deposita*, 42: 205 – 218.

Carmona, V., Pueyo, J.J., Taberner, C., Chong, G., Thirwall, M., 2000. Solute inputs in the Salar de atacama (N.Chile). *Journal Geochemical Exploration*, 69 – 70: 449 – 452.

Chávez, W., 1985. Geologic setting and the nature and distribution of disseminated copper mineralization of the Mantos Blancos District, Antofagasta Province, Chile. Tesis de Doctorado, University of California Berkeley, pp 142.

Cortés, J., 1998. Geología, estructuras, y geoquímica preliminar del Distrito Minero Mantos Blancos, Cordillera de la Costa, Segunda Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título, Universidad Católica del Norte. pp 146.

Development, U.C. o S., 1997. Comprehensive assessment of the freshwater resources of the world. Report of Secretary General E/CN. 17/1997/9.

Ferraris, F., Di Biase, F., 1978. Hoja Antofagasta, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile, N°30.

Harrington, H., 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces, northern Chile. *American associated Petroleum Geologist Bulletin*, 45: 169 – 197.

Hartley, A.J., Chong, G., 2002. Late Pliocene ege for the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*, 23: 1453 – 1464.

Houston J., Hartley AJ., 2003. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyperaridity in the Atacama Desert. *Int J Climatology* 23:1453–1464

Houston, J., Hart, D. 2004. Theoretical head decay in closed basin aquifers: an insight into fossil groundwater and recharge events in the Andes of northern Chile. *Quart J. Eng. Geol. Hydrogeol.*, 37: 131 – 139.

Kesler SE, appold MS, Martini AM, Walter LM, Huston TJ, Kyle JR. 2005. Na-Cl-Br Systematics Of Mineralizing Brines In Mississippi Valley-Type Deposits; *Geological Soc America*; 641-644.

Leybourne, M.I., Cameron, E.M.,2006. Composition of groundwaters associated with porphyry-Cu deposits, Atacama Desert, Chile: elemental and isotopic constraints on water source and rock – water reactions. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 70: 1616 – 1635.

Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O., Grilli, A., 1989. Water chemistry and isotopic study of stream and springs in northern Chile. *Journal of Hydrology*, 108: 323 – 341.

Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O., Grilli, A.,1990. Source of ground water in the deserts of northern Chile: evidence of deep circulation of ground water from the Andes. *Ground Water*, 28: 513 – 517

Meigh, J.R; McKenzie, A.A., Sene, K.J.,1999. A Grid- based approach to water scarcity estimates for eastern and southern Africa. *Water resources Management*, 13: 85-115.

Niemeyer, H., Venegas, R., González, C., y Aceñalozza, F., 1997. Los terrenos Paleozoicos del Salar de Navidad, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, vol. 24, 2,: 123 – 143.

Núñez, L., Grosjean, M., 2003, Biodiversity and human impact during the last 11,000 years in North – Central Chile. In: Bradshaw, G.A., Marquet, P.A. (eds.). *How Landscapes Change*, Ecological Studies, vol.162. Springer Verlag, 7 – 16.

Palacios, C., Pamirez, L.E., Townley, B., Solari, M., Guerra, N., 2007. The role of the Antofagasta – Calama Linement in the ore deposit deformation in the Andes of northern Chile. *Mineralium Deposita*, 42: 301 – 308.

Potter, R. W., 1977. Pressure corrections for Fluid Inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl – H₂O. *Jour. Research U.S. Geol. Survey*, v5, n°5, pp. 603 – 607.

Ramírez, L.E., Palacios, C., Townley, B., Parada M.A., Sial, A.N., Fernandez – Turiel, J.L., Gimeno, D., Garcia Valles, M., Lehmann, B., 2006. The Mantos Blancos copper deposit: an Upper Jurassic breccia-style hidrothermal system in the Coastal Range of northern Chile. *Mineralium Deposita*, 41: 246-258.

Rissacher, F., Alonso, H., Salazar, C., 2003. The Origins of brines and salts in Chilean salar: a hydrogeochemical review. *Earth Science Review*, 63:249 – 293

Rissmann, C.F.W. 2003. Dilute hydrothermal fluids within the groundwaters of the Monturaqui Basin, northern Chile: the role of Volcano Socompa. M.Sc. Thesis University of Texas at Dallas. USA. 236 p.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Mineral. Soc Amer. Reviews in Mineralogical and Geochemistry*, v.12, 644 p.

Romero, H.I., 2002. The Andes of Chile: clash between economic and sustainable development. *Newsletter of the international Human Dimensions Programme on Global, Environmental Change*, 01/2002, 7 -9.

Romero, L., Alonso, H., Campano, P., Fanfani, L., Cidu, R., Dadea, C., Keegan, T., Thornton, I., Farago, M., 2003. Arsenic enrichment in water and sediments of the Río Loa (Second Region, Chile). *Applied Geochemistry*, 18: 1399-1416.

Tassinari, C., Munizaga, F., y Ramírez, R., 1993. Edad y geoquímica isotópica Rb-Sr del yacimiento de cobre Mantos Blancos: relación temporal con el magmatismo jurásico. *Revista Geológica de Chile*, vol.20, 2: 193 – 205.

Ulriksen, C., 1979. Regional geology, Geochronology and metallogeny of the coastal Cordillera of Chile between 25°30' and 26° south. M. Sc. Thesis, Dalhousie Univ., pp 221., Canada.