



**ESTUDIO DE IMPACTO AMBIENTAL
PROYECTO MINERO QUEBRADA BLANCA FASE 2**

**CAPÍTULO 3.2.4
“LÍNEA DE BASE GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA Y RIESGOS GEOLÓGICOS”**

TQB14016-REP-MA-0255

INDICE

3	LÍNEA DE BASE	3.2.4-1
3.2	MEDIO FÍSICO	3.2.4-1
3.2.4	GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA Y RIESGOS GEOLÓGICOS.....	3.2.4-1
3.2.4.1	Introducción	3.2.4-1
3.2.4.2	Objetivos	3.2.4-1
3.2.4.3	Determinación y Justificación del Área de Influencia	3.2.4-2
3.2.4.4	Metodología	3.2.4-3
3.2.4.4.1	Trabajo en gabinete.....	3.2.4-3
3.2.4.4.2	Trabajo de campo	3.2.4-8
3.2.4.5	Resultados	3.2.4-9
3.2.4.5.1	Antecedentes Generales	3.2.4-9
3.2.4.5.2	Descripción según sectores del área de influencia	3.2.4-24
3.2.4.6	Síntesis y Conclusiones	3.2.4-57
3.2.4.6.1	Área Mina.....	3.2.4-57
3.2.4.6.2	Área Obras Lineales.....	3.2.4-58
3.2.4.6.3	Área Pampa	3.2.4-58
3.2.4.6.4	Área Puerto	3.2.4-59
3.2.4.7	Bibliografía	3.2.4-60

TABLAS

Tabla 3.2.4-1.	Superficies por Área del Proyecto.....	3.2.4-2
Tabla 3.2.4-2.	Valoración de Susceptibilidad litológica.....	3.2.4-5
Tabla 3.2.4-3.	Valor de precipitación mensual	3.2.4-5
Tabla 3.2.4-4.	Valor parámetro Humedad del terreno (Sh).....	3.2.4-6

Tabla 3.2.4-5.	Valoración del parámetro de pendiente.....	3.2.4-6
Tabla 3.2.4-6.	Valor del parámetro Disparo por Sismicidad	3.2.4-7
Tabla 3.2.4-7.	Valor del parámetro Disparo por lluvia	3.2.4-7
Tabla 3.2.4-8.	Clases de Susceptibilidad de Remoción en masa.....	3.2.4-8
Tabla 3.2.4-9.	Volcanes activos holocénicos cercanos al Área de Influencia.	3.2.4-21
Tabla 3.2.4-10.	Valores de susceptibilidad de remociones en masa	3.2.4-33

FIGURAS

Figura 3.2.4-1.	Perfil transversal de la región.....	3.2.4-9
Figura 3.2.4-2.	Unidades morfoestructurales de Börgel (1983)	3.2.4-13
Figura 3.2.4-3.	Zonas susceptibles de recibir material piroclástico en superficie bajo distintos escenarios, desde el Complejo Volcánico Olca-Paruma	3.2.4-17
Figura 3.2.4-4.	Zonas susceptibles de recibir material piroclástico en superficie bajo distintos escenarios, desde el volcán Irruputuncu	3.2.4-19
Figura 3.2.4-5.	Centros volcánicos cercanos al área del Proyecto.	3.2.4-20
Figura 3.2.4-6.	Sismos entorno al área del Proyecto.....	3.2.4-23
Figura 3.2.4-7.	Andesitas basálticas de la Fm. Collahuasi. a) afloramiento rocoso, b) muestra de la Fm. Collahuasi	3.2.4-25
Figura 3.2.4-8.	Andesitas porfídicas de la Fm. Cerro Empexa. (a) afloramiento de las andesitas porfídicas de la Fm. Cerro Empexa. (b) muestra D3 de Fm. Cerro Empexa	3.2.4-25
Figura 3.2.4-9.	Andesitas con alteración propilitica. (a) afloramiento con alteración propilitica color verdoso. (b) Muestra D2 de la fm Cerro Empexa propilitizada.....	3.2.4-26
Figura 3.2.4-10.	Pórfidos riolíticos asociados a la fm. Collahuasi. (a) afloramiento de los pórfidos riolíticos. (b) muestra D4 de los pórfidos riolíticos con fenocristales de cuarzo	3.2.4-27
Figura 3.2.4-11.	Granitoides del Dominio Sierra del Medio	3.2.4-27
Figura 3.2.4-12.	Formación Quehuita (Miembro Inferior) en sector Quebrada Blanca.....	3.2.4-28
Figura 3.2.4-13.	Granodioritas y monzodioritas El Escorial	3.2.4-29
Figura 3.2.4-14.	Granodioritas en contacto con areniscas de Fm. Tolar	3.2.4-29
Figura 3.2.4-15.	Andesitas porfídicas de la Fm. Cerro Empexa	3.2.4-35
Figura 3.2.4-16.	Intrusivos granodioríticos en Formación Quehuita.....	3.2.4-35
Figura 3.2.4-17.	Areniscas plegadas de Fm. Quehuita en discordancia angular con Fm. Tolar	3.2.4-36
Figura 3.2.4-18.	Contacto entre Pórfido dacítico del Eoceno y Formación Quehuita.....	3.2.4-37
Figura 3.2.4-19.	Lutitas y limolitas continentales de Formación Quehuita.	3.2.4-37

Figura 3.2.4-20. Gravas y arenas de los Depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno	3.2.4-38
Figura 3.2.4-21. Andesitas porfídicas de Fm. Estratos de Sierra Laguna	3.2.4-39
Figura 3.2.4-22. a) Areniscas de Fm. Estratos de Sierra Laguna, b) Cuencas intermontanas con relleno de Gravas de Alto Hospicio	3.2.4-40
Figura 3.2.4-23. Unidad Peneplanicie	3.2.4-41
Figura 3.2.4-24. Cordones longitudinales precordilleranos.....	3.2.4-42
Figura 3.2.4-25. Pedimentos y Cerro Testigo.....	3.2.4-43
Figura 3.2.4-26. Formas dunarias (barkjanoides).....	3.2.4-44
Figura 3.2.4-27. Mantos deyeccionales antiguos	3.2.4-44
Figura 3.2.4-28. Acantilado costero.....	3.2.4-45
Figura 3.2.4-29. Cortes de camino por crecidas en quebrada Maní	3.2.4-46
Figura 3.2.4-30. Depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno	3.2.4-47
Figura 3.2.4-31. Granodioritas de cerros de Choja. Se aprecia una pequeña falla de rumbo N75°W y manteo cercano a 80°N.....	3.2.4-48
Figura 3.2.4-32. Arenas eólicas de Depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno .	3.2.4-48
Figura 3.2.4-33. Cerros de Choja.....	3.2.4-50
Figura 3.2.4-34. Unidad de pedimento	3.2.4-51
Figura 3.2.4-35. Quebrada Maní	3.2.4-52
Figura 3.2.4-36. Diorita Patache y depósitos litorales	3.2.4-53
Figura 3.2.4-37. Terrazas marinas y manto eólico en sector Puerto.....	3.2.4-54

PLANOS

Plano 3.2.4-01	Geología Regional
Plano 3.2.4-02	Plano Geología - Ubicación General
Plano 3.2.4-03	Plano Geología - Mina
Plano 3.2.4-04	Plano Geología – Cerro Coposa
Plano 3.2.4-05	Plano Geología – Variante Ruta A-97B
Plano 3.2.4-06	Plano Geología – Cerro Quitala
Plano 3.2.4-07	Plano Geología - Precordillera
Plano 3.2.4-08	Plano Geología - Guatacondo – Maní
Plano 3.2.4-09	Plano Geología – Pampa del Tamarugal
Plano 3.2.4-10	Plano Geología – Salar Bellavista

Plano 3.2.4-11	Plano Geología – Puerto – Desierto Costero
Plano 3.2.4-12	Mapa de Pendientes – Ubicación General
Plano 3.2.4-13	Mapa de Pendientes - Mina
Plano 3.2.4-14	Mapa de Pendientes – Cerro Coposa
Plano 3.2.4-15	Mapa de Pendientes – Variante Ruta A-97B
Plano 3.2.4-16	Mapa de Pendientes – Cerro Quitala
Plano 3.2.4-17	Mapa de Pendientes – Precordillera
Plano 3.2.4-18	Mapa de Pendientes – Guatacondo – Maní
Plano 3.2.4-19	Mapa de Pendientes – Pampa del Tamarugal
Plano 3.2.4-20	Mapa de Pendientes – Salar Bellavista
Plano 3.2.4-21	Mapa de Pendientes – Puerto – Desierto Costero
Plano 3.2.4-22	Plano de Geomorfología – Ubicación General
Plano 3.2.4-23	Plano de Geomorfología – Mina
Plano 3.2.4-24	Plano de Geomorfología – Cerro Coposa
Plano 3.2.4-25	Plano de Geomorfología – Variante Ruta A-97B
Plano 3.2.4-26	Plano de Geomorfología – Cerro Quitala
Plano 3.2.4-27	Plano de Geomorfología – Precordillera
Plano 3.2.4-28	Plano de Geomorfología – Guatacondo - Maní
Plano 3.2.4-29	Plano de Geomorfología – Pampa del Tamarugal
Plano 3.2.4-30	Plano de Geomorfología – Salar Bellavista
Plano 3.2.4-31	Plano de Geomorfología – Puerto – Desierto Costero
Plano 3.2.4-32	Plano de Riesgos Geológicos – Ubicación General
Plano 3.2.4-33	Plano de Riesgos Geológicos – Mina
Plano 3.2.4-34	Plano de Riesgos Geológicos – Coposa
Plano 3.2.4-35	Plano de Riesgos Geológicos – Variante Ruta A-97B
Plano 3.2.4-36	Plano de Riesgos Geológicos – Cerro Quitala
Plano 3.2.4-37	Plano de Riesgos Geológicos – Precordillera
Plano 3.2.4-38	Plano de Riesgos Geológicos – Guatacondo - Maní
Plano 3.2.4-39	Plano de Riesgos Geológicos – Pampa del Tamarugal
Plano 3.2.4-40	Plano de Riesgos Geológicos – Salar Bellavista
Plano 3.2.4-41	Plano de Riesgos Geológicos – Puerto – Desierto Costero



**ESTUDIO DE IMPACTO AMBIENTAL
PROYECTO MINERO QUEBRADA BLANCA FASE 2**

**CAPÍTULO 3.2.4
“LÍNEA DE BASE GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA Y RIESGOS GEOLÓGICOS”**

TQB14016-REP-MA-0255

3 LÍNEA DE BASE

3.2 MEDIO FÍSICO

3.2.4 GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA Y RIESGOS GEOLÓGICOS

3.2.4.1 Introducción

En el presente informe se describe la caracterización de la Geología, Geomorfología y Riesgos Geológicos, en el área de influencia del Estudio de Impacto Ambiental Proyecto Minero Quebrada Blanca Fase 2 (en adelante el Proyecto o QB2) que comprende las siguientes áreas: Áreas Mina, Área Obras Lineales, Área Pampa y Área Puerto.

Se identifican y caracterizan unidades geológicas y geomorfológicas en base a información existente y a reconocimiento en terreno. Asimismo, se considera la identificación y caracterización de áreas de riesgo geológico con ocasión de la ocurrencia de fenómenos naturales que pudiesen afectar las obras del Proyecto.

3.2.4.2 Objetivos

El objetivo general del presente estudio consiste en caracterizar la geología y geomorfología del área de influencia del Proyecto, con el fin de identificar y evaluar los riesgos geológicos presentes.

Para cumplir con el objetivo general se han definido los siguientes objetivos específicos:

- Caracterizar la geología regional y local del Área de Influencia del Proyecto.
- Caracterizar la geomorfología del Área de Influencia, en cuanto a unidades geomorfológicas resultantes de la acción de procesos morfogenéticos sobre la superficie.

- Identificar y caracterizar fenómenos naturales que por su ubicación, severidad y frecuencia, tienen el potencial de afectar adversamente las obras del Proyecto.
- Proveer información general para el estudio y modelación hidrogeológica regional.

3.2.4.3 Determinación y Justificación del Área de Influencia

El Área de Influencia de Geología, Geomorfología y Riesgos Geológicos, ha sido definida a partir un contexto regional que permite obtener información base tanto de fisiografía como de procesos geomorfológicos para la correcta definición del área de influencia a través de información recopilada y levantada en terreno. En su definición además, se consideraron aquellas áreas de riesgos con ocasión de la ocurrencia de fenómenos naturales que se abordan mediante la identificación y caracterización de las principales amenazas de origen geológico y geomorfológico que pudiesen afectar las obras del Proyecto. Cabe considerar que en cuanto a los fenómenos de tipo sísmico, se considera un área de contexto a escala regional dado el gran alcance de este tipo de fenómenos.

De acuerdo a lo anteriormente mencionado, el Área de Influencia queda definida en las siguientes áreas (ver Plano 3.2.4-02, Plano 3.2.4-12, Plano 3.2.4-22 y Plano 3.2.4-32).

- Área Mina
- Área Obras Lineales
- Área Pampa
- Área Puerto

La superficie del área de influencia por cada área del Proyecto se indica en la Tabla 3.2.4-1.

Tabla 3.2.4-1. Superficies por Área del Proyecto.

Área	Superficie (ha)
Mina	11.034,32
Obras Lineales	43.663,69
Pampa	5.978,98
Puerto	1.762,82
Total	62.439,79

Fuente: Elaboración propia

El detalle y justificación se presenta en el acápite 2.3.1.4 del **Capítulo 2 Determinación y Justificación del Área de Influencia** del presente EIA.

3.2.4.4 Metodología

La metodología de trabajo utilizada en este estudio consistió en actividades de gabinete y trabajos de campo, que se describen a continuación:

3.2.4.4.1 Trabajo en gabinete

a) Revisión de antecedentes

Se llevó a cabo una recopilación y revisión de antecedentes sobre la geología regional y local del Área de Influencia definida para el componente. La información se basó principalmente en las publicaciones oficiales del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), que se presentan a continuación y cuya referencia se incluye en la bibliografía al final del Capítulo:

- Cartas Patillos y Oficina Victoria, Región de Tarapacá, escala 1:100.000.
- Mapa geológico de Guatacondo, Región de Tarapacá, escala 1:100.000.
- Geología de Quebrada Blanca - Chuquicamata. Carta Quehuita, Copaquiri, Salar de Coposa, Ujina y Volcán Miño, escala 1:50.000.
- Mapa compilación geológica Área Quillagua-Salar Grande, Región de Tarapacá, escala 1:100.000.

Además se revisaron los informes de las cartas geológicas del SERNAGEOMIN disponibles cercanas al área del Proyecto, las que se incluyen en la bibliografía.

Por último y como parte de ese proceso de revisión bibliográfica, es importante mencionar que para el área Mina, el presente documento considera e incorpora la metodología, información recopilada y resultados que fueron presentados, evaluados y aprobados como parte de los contenidos del proyecto “Estudio de Impacto Ambiental Actualización Proyecto Minero Quebrada Blanca” (Teck, 2014), agregando para esta área en particular todos los comentarios realizados por la Autoridad en el proceso de tramitación de dicho proyecto.

b) Caracterización geológica

En base a los antecedentes geológicos mencionados anteriormente, la información geológica recopilada en terreno y al análisis de los resultados, se elaboró cartografía (Plano 3.2.4-01 al 3.2.4-11) para representar las unidades y estructuras geológicas presentes en el Área de Influencia del Proyecto.

c) Caracterización geomorfológica

Para la geomorfología local, se realizó una fotointerpretación en base a ortofotos, imágenes *Google Earth* y modelos de elevación digital ASTER GDEM con una resolución espacial de 30 m.

Esta etapa permitió la identificación de unidades geomorfológicas dentro del área de influencia, representadas en los Planos 3.2.4-22 al Plano 3.2.4-31. Adicionalmente, se entregan las pendientes del terreno en los Plano 3.2.4-12 al Plano 3.2.4-21.

d) Identificación y caracterización de riesgos geológicos

Se revisaron y recopilaron los mapas de peligros volcánicos presentados por el SERNAGEOMIN y la información del *Global Volcanism Program, Smithsonian Institution* para la identificación del riesgo volcánico, en cuanto a la localización de los centros eruptivos más cercanos y antecedentes de la última erupción registrada.

Los mapas de peligros volcánicos revisados en este estudio son los siguientes:

- Mapa preliminar de peligros volcánicos Volcán Irruputuncu, escala 1:50.000
- Mapa preliminar de peligros del Complejo Volcánico Olca-Paruma, escala 1:75.000

Para la identificación del riesgo sísmico, se revisó y recopiló la información proveniente del Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile y del *U. S. Geological Survey*, para la identificación de la historia sísmica del Área de Influencia. En base a los antecedentes, se consideró una magnitud Ms igual o superior a 7 en un área de 300 km alrededor del área de influencia.

En cuanto al riesgo de tsunamis en el sector Puerto, se recopiló la información procedente de la carta de inundación de Iquique elaborada por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada en el año 2012, en base a los registros históricos para identificar y caracterizar los principales eventos de tsunamis en la región, poniendo especial énfasis en la cota máxima de inundación, para identificar potenciales impactos en el Proyecto.

Para la identificación del riesgo de remoción en masa en el área de influencia, se aplicó la metodología de Mora-Vahrson (1992). Esta metodología constituye un estudio cualitativo de la susceptibilidad al deslizamiento, determinando áreas potencialmente inestables. La finalidad de esta metodología es definir posibles áreas críticas, la cual considera que la susceptibilidad de remociones en masa (H) es el producto de los elementos pasivos y activos del terreno. Los elementos pasivos se refieren al grado de susceptibilidad litológica (SI), humedad del terreno (Sh) y pendiente (Sp). Los elementos activos se refieren a los factores externos gatillantes, estos son, disparo por sismicidad (Ds) y disparo por lluvia (DII). En consecuencia, el grado de susceptibilidad está dado por la siguiente fórmula:

$$H = (SI * Sh * Sp) * (Ds + DII)$$

Para obtener la susceptibilidad litológica (SI), se definió cada litología en base a la Carta Geológica del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Siguiendo el método de Mora-Vahrson (1992), se clasificó la litología en cinco clases de acuerdo a su fragilidad y susceptibilidad a deslizarse, como lo muestra la Tabla 3.2.4-2.

Tabla 3.2.4-2. Valoración de Susceptibilidad litológica

Litologías	Calificativo	Valor del parámetro(SI)
Aluvión grueso, permeable, compacto, nivel freático bajo. Calizas duras, permeables. Rocas intrusivas poco fisuradas, nivel freático bajo. Basaltos, andesitas ignimbritas y otras rocas efusivas, sanas, permeables y poco fisuradas. Rocas metamórficas, sanas poco fisuradas, nivel freático bajo. Materiales sanos con poca o ninguna meteorización, resistencia al corte elevada, fisuras sanas, sin relleno.	Baja	1
Rocas sedimentarias no o muy poco alteradas, estratificación maciza (decimétrica o métrica), poco fisuradas, nivel freático bajo. Rocas intrusivas, calizas duras, lavas, ignimbritas, rocas metamórficas poco o medianamente alteradas y fisuradas. Aluviones levemente compactos, con proporciones considerables de finos, drenaje moderado, nivel freático a profundidades intermedias. Resistencia al corte media a elevada, fracturas cizallables.	Moderada	2
Rocas sedimentarias, intrusivas, lavas, ignimbritas, tobas poco soldadas, rocas metamórficas, mediana a fuertemente alteradas, coluviales, lahares, arenas, suelos regolíticos levemente compactos, drenaje poco desarrollado, niveles freáticos relativamente altos. Resistencia al corte moderado a media, fracturación importante.	Media	3
Depósitos fluvio – lacustres, suelos piroclásticos poco compactos, sectores de alteración hidrotermal, rocas fuertemente alteradas y fracturadas con estratificaciones y foliación a favor de la pendiente y rellenos arcillosos, niveles freáticos someros. Resistencia al corte moderado a baja.	Alta	4
Materiales aluviales, coluviales y regolíticos de muy baja calidad mecánica, rocas con estado de alteración avanzado, drenaje pobre. Se incluyen los casos 3 y 4 con niveles freáticos muy someros, sometidos a gradientes hidrodinámicos elevados. Resistencia al corte baja a muy baja.	Muy alta	5

Fuente: Elaborado en base a Mora (1992).

La susceptibilidad por humedad del terreno (Sh) fue obtenida a partir del promedio mensual de precipitación, a los cuales se les asignó un valor de acuerdo a la Tabla 3.2.4-3. Posteriormente, se sumaron estos valores para obtener un valor anual clasificándose luego, de acuerdo a la Tabla 3.2.4-4. Como se puede observar en el Capítulo 3.2.1 Clima y Meteorología, del presente EIA, los datos de precipitación media mensual para las estaciones meteorológicas consideradas en el área de influencia, no superan los 125 mm de promedio mensual en ningún mes del período entre 2014 – 2016. Por lo tanto, el valor del parámetro Humedad del terreno se consideró una constante de 1 en toda el AI del Proyecto.

Tabla 3.2.4-3. Valor de precipitación mensual

Promedio de precipitación mensual (mm)	Valor Asignado
<125	0
125 – 250	1
>250	2

Fuente: Elaborado en base a Mora (1992).

Tabla 3.2.4-4. Valor parámetro Humedad del terreno (Sh)

Suma de valores asignados a cada mes	Descripción	Valor del parámetro (Sh)
0 – 4	Muy bajo	1
5 – 9	Bajo	2
10 – 14	Medio	3
15 – 19	Alto	4
20 - 24	Muy alto	5

Fuente: Elaborado en base a Mora (1992).

En cuanto a la pendiente del terreno (Sp), se utilizó la información con la mejor resolución espacial disponible para cada área del Proyecto. En el caso del Área Mina, en el sector de operación actual de Compañía Minera Teck Quebrada Blanca (CMTQB), se utilizó la topografía proyectada (Modelación realizada por CMTQB) a partir de curvas de nivel de 5 m y, para el sector en que se proyecta el Depósito de Relaves, se utilizó un DEM de *Digital Globe* (Project 3), con resolución de 1 m. En tanto, para las Áreas Obras Lineales, Pampa y Puerto, se utilizó un DEM proveniente de una imagen ASTER de resolución de 30 m.

Las pendientes resultantes, fueron categorizadas y valoradas de acuerdo a lo indicado en la Tabla 3.2.4-5.

Tabla 3.2.4-5. Valoración del parámetro de pendiente

Clase de pendiente		Condiciones del terreno	Valor del parámetro
Grados (°)	Porcentaje (%)		
0 – 2	0 – 2	Planicie, sin denudación apreciable	0
2 – 4	2 – 7	Pendiente muy baja, peligro de erosión moderado	1
4 – 8	7 – 15	Pendiente baja, peligro severo de erosión	2
8 – 16	15 – 30	Pendiente moderada, deslizamientos ocasionales, peligro severo de erosión	3
16 – 35	30 – 70	Pendiente fuerte, procesos denudacionales intensos (deslizamientos), peligro severo de erosión de suelos	4
35 – 55	70 – 140	Pendiente muy fuerte, afloramientos rocosos, procesos denudacionales intensos, reforestación posible	5
> 55	> 140	Extremadamente fuerte, afloramientos rocosos, procesos denudacionales severos (caída de rocas), cobertura vegetal limitada	6

Fuente: Elaborado en base a Mora (1992)

Para obtener el valor de Disparo por sismicidad (Ds) se utilizó la relación entre el potencial de generación de deslizamientos por actividad sísmica y la escala de Intensidad Mercalli – Modificada, propuesta por Mora *et al.*, (1992). La equivalencia entre Magnitud Richter y Mercalli

– Modificada corresponde a la planteada por USGS, *Earthquake Hazards Program*. La valoración del parámetro se muestra en la Tabla 3.2.4-6.

Tabla 3.2.4-6. Valor del parámetro Disparo por Sismicidad

Magnitud Richter	Intensidad MM	Aceleración pico (%g)	Clasificación	Valoración del parámetro (Ds)
1,0 – 4,0	I – III	0,3 – 2,2	Muy bajo	1
4,1 – 4,5	IV	2,2 – 4,5	Bajo	2
4,6 – 5,0	V	4,5 – 8,9	Moderado	3
5,1 – 5,5	VI	8,9 – 17,7	Medio	4
5,6 – 6,0	VII	17,7 – 35,4	Elevado	5
6,1 – 6,5	VIII	35,4 – 70,5	Fuerte	6
6,6 y más	IX y más	70,5 y más	Muy Fuerte	7

Fuente: Elaborado en base a Mora (1992)

Finalmente, el Disparo por lluvia (DII) se obtuvo a partir del cálculo de precipitación máxima en 24 horas con un período de retorno de 100 años. Se consideró un umbral de precipitación de 40 mm en 24 horas para que procesos de deslizamiento en laderas comiencen a activarse. De acuerdo al análisis realizado por Golder (2016a), en donde se relacionan las precipitaciones máximas y altura geográfica, se puede establecer que desde los 3.750 msnm se estiman precipitaciones máximas en 24 hr, sobre los 40 mm alcanzando un máximo en el Área Mina de 52 mm. Para el resto del área de influencia del Proyecto (bajo los 3.750 msnm), se estiman valores bajo los 40 mm de precipitación máxima en 24 horas, alcanzando un mínimo de 14 mm en el Área Puerto. La valoración se muestra en la Tabla 3.2.4-7.

Tabla 3.2.4-7. Valor del parámetro Disparo por lluvia

Precipitación máxima en 24 horas, periodo de retorno 100 años (mm)	Descripción	Valor del parámetro (DII)
10 – 39	Muy bajo	1
40 – 89	Bajo	2
90 – 129	Medio	3
130 – 159	Alto	4
> 160	Muy alto	5

Fuente: Elaborado en base a Mora (1992)

Para la clasificación y valoración de los resultados se dividió el rango de valores obtenidos en cinco clases de susceptibilidad y se asignaron los calificativos que se presentan en la Tabla 3.2.4-8.

Tabla 3.2.4-8. Clases de Susceptibilidad de Remoción en masa

Características	Calificativo	Clase
Sectores estables, no se requieren medidas correctivas. Se debe considerar la influencia de los sectores aledaños con susceptibilidad de moderada a muy alta.	Muy baja	I
Sectores estables que requieren medidas correctivas menores, solamente en caso de obras de infraestructura de gran envergadura. Se debe considerar la influencia de los sectores aledaños con susceptibilidad de moderada a muy alta.	Baja	II
No se debe permitir la construcción de infraestructura si no se realizan estudios geotécnicos y se mejora la condición del sitio. Las mejoras pueden incluir: movimientos de tierra, estructuras de retención, manejo de aguas superficiales y subterráneas bioestabilización de terrenos, etc. Los sectores con rellenos mal compactados son de especial cuidado.	Moderada	III
Probabilidad de deslizamiento alta (<50 %) en caso de sismos de magnitud importante y lluvias de intensidad alta. Para su utilización se deben realizar estudios de estabilidad a detalle y la implementación de medidas correctivas que aseguren la estabilidad del sector, en caso contrario, deben mantenerse como áreas de protección.	Alta	IV
Probabilidad de deslizamiento muy alta (>50 %) en caso de sismos de magnitud importante y lluvias de intensidad alta. Se prohíbe su uso con fines urbanos, se recomienda usarlos como áreas de protección.	Muy Alta	V

Fuente: Elaborado en base a Mora (1992)

Esta información fue procesada e integrada en un sistema de información geográfica, en donde se confeccionó un mapa geomorfológico y de riesgos geológicos de carácter preliminar. En una etapa posterior esta información se cotejó en terreno, descartando áreas de riesgo preliminares y corroborando otras. El resultado final se representa en los Plano 3.2.4-33 al Plano 3.2.4-41.

Es importante mencionar que, la metodología descrita previamente, fue utilizada en el marco del “Estudio de Impacto Ambiental Actualización Proyecto Minero Quebrada Blanca” (Teck, 2014), para el Área Mina del Proyecto (denominada área Mina – Planta en Teck, 2014), siendo los resultados en esta área coincidentes a lo ya evaluado por la autoridad durante la tramitación del proyecto.

3.2.4.4.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en una campaña de 12 días efectivos en el Área de Influencia, entre el 13 hasta el 20 de abril y del 6 al 9 de julio del año 2015. Se realizó un reconocimiento geológico, geomorfológico y un análisis de los riesgos, en las zonas de interés, las que contemplan desde Área Puerto hasta el Área Mina y la zona de transición entre estos dos sectores. Adicionalmente, se tomaron muestras de distintas unidades geológicas presentes en la zona en sectores donde se necesitase complementar y corroborar lo presentado en las cartografías utilizadas con lo observado en terreno.

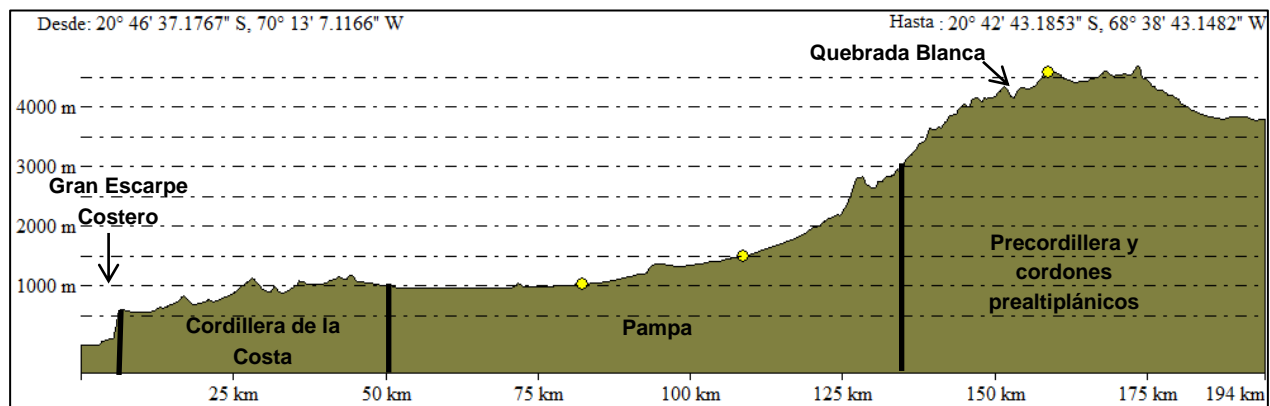
3.2.4.5 Resultados

3.2.4.5.1 Antecedentes Generales

a) Marco geológico regional

El área estudiada se puede agrupar en cuatro zonas con características geológicas distintivas, las cuales se describen a continuación según la Figura 3.2.4-1.

Figura 3.2.4-1. Perfil transversal de la región



Fuente: Elaboración propia.

a.1) Precordillera y cordones prealtiplánicos:

Zona conformada en la parte oriental por estratovolcanes e ignimbritas, seguida por una porción central (Sierra del Medio), compuesta por un basamento carbonífero-pérmico de la Formación Collahuasi (Pzc), compuesto por rocas andesíticas y riolíticas con intercalaciones de calizas y limolitas. Esta formación corresponde a las rocas más antiguas conocidas en la zona, la cual se habría originado como consecuencia de un episodio efusivo de antearco, de ambiente continental que incluía cuencas lacustres que permitieron la depositación de niveles lenticulares sedimentarios, ocurrida durante el Paleozoico Inferior. Esta formó una secuencia que fue sometida a una deformación tectónica y metamorfozada en grado intermedio a alto, dentro el Cámbrico-Silúrico. En el Ordovícico-Silúrico se produjo el emplazamiento de granitos y dioritas cortando a las rocas deformadas y produciendo zonas de mezcla (migmatitas) en condiciones de alta plasticidad/movilidad. Este período coincide con el desarrollo de una importante fase deformativa que afectó el norte de Chile.

Posterior a estos movimientos tectónicos, la actividad magmática tuvo su fase terminal en el Triásico Medio, seguido por el desarrollo de una cuenca trasarco sedimentaria marina, denominada Cuenca de Tarapacá y su colmatación terrígena durante el Cretácico Inferior. Las rocas representativas de esta fase corresponde a la secuencia de calizas y areniscas calcáreas de la Formación Quehuita (JKq), brechas, conglomerados, areniscas y limolitas rojas de la Formación Tolar (KTt) y brechas, conglomerados y lavas de la Formación Cerro Empexa (Ksce), de edad Jurásico-Cretácico inferior-Eoceno. Durante el Oligoceno y Mioceno se inicia el proceso

de alzamiento del borde continental y desertificación de la Precordillera, de modo que se formaron extensos depósitos aluviales y de piedemonte con intercalaciones de depósitos ignimbríticos hacia el oeste (Tomlinson *et al.*, 2001).

a.2) Pampa

Zona que está configurada por un zócalo mesozoico, compuesto de rocas sedimentarias clásticas y carbonáticas pertenecientes a la cuenca marina de Tarapacá, con facies marinas situadas en una posición central en esta cuenca, representada por la Formación Challacollo (Jsch) (Oxfordiano-Titoniano), y secuencias clásticas, marino-transicionales, localizadas hacia el margen oriental de la misma, que dan cuenta del estadio regresivo que afectó a esta cuenca durante el Jurásico Superior (Formación Majala (Jsm); Oxfordiano Superior). A ella le sigue la depositación de secuencias continentales rojas, de ambientes fluviales meandriformes, donde proliferaron una variada fauna de dinosaurios, desarrolladas durante Jurásico Superior-Cretáceo Inferior (Formación Chacarilla (JKch)), equivalente a la unidad superior de Formación Quehuita.

Posteriormente la maduración del relieve positivo generado por la fase de deformación compresiva durante el Eoceno, denominada Fase Incaica, junto con alzamiento contemporáneo de la región altiplánica, origina una etapa de erosión y acumulación de productos clásticos aluviales depositados en el borde occidental de la precordillera andina, y agrupados en las formaciones Altos de Pica (OMap) (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior alto), Chipana (Mimch) (Mioceno Inferior-Mioceno Medio) y El Diablo (Mmd) (Mioceno Medio-Mioceno Superior bajo).

A continuación, y como consecuencia de la continuación del alzamiento altiplánico y la subsecuente modificación del relieve, en el Mioceno Superior bajo (ca. 10 Ma), se desarrollan sistemas aluviales depositados en el borde occidental de la precordillera, y que se encajan en las unidades estratificadas precedentes, proceso representado por los Depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno (MPg).

En el lapso Pleistoceno-Holoceno, las unidades estratigráficas que abarcan este período corresponden a depósitos sedimentarios continentales, influenciados por condiciones climáticas que contrastan notablemente con el período anterior. Por último, hacia el límite del Pleistoceno-Holoceno y hasta la actualidad, la sedimentación clástica es muy restringida debido a un cambio hacia condiciones de extrema aridez, dando paso a la deflación eólica generadora de campos dunarios (Depósitos eólicos activos (He) y solo ocasionales crecidas aluviales generan subordinados depósitos asociados a los drenaje mayores (Depósitos aluviales activos).

a.3) Cordillera de la Costa

Consiste en un macizo montañoso erosionado constituido por rocas que abarcan desde el Precámbrico hasta el Cenozoico. Las rocas más antiguas que afloran en el área corresponden a Granitoides del Carbonífero Superior, los que representan las raíces del arco magmático de ese periodo. Esta unidad está cubierta por rocas de los Estratos de Sierra de Lagunas (TrJsl), e intruida por rocas hipabisales, y estas a su vez están cubiertas por rocas volcánicas de la

Formación Oficina (Viz), las que representan los productos volcánicos del arco magmático del Jurásico Inferior y Medio. Durante el Cenozoico (Oligoceno-Mioceno) se desarrolla un extenso manto de relleno compuesto por secuencias sedimentarias continentales de conglomerados, areniscas y limolitas pertenecientes a las Gravas de Alto Hospicio (OPah) que cubren las unidades más antiguas. Finalmente, a partir del Mioceno y hasta el Cuaternario, se acumulan en algunas depresiones intermontanas de orientación general NS, depósitos evaporíticos que conforman salares (Salar Grande) (Arcadis, 2012).

a.4) Gran Escarpe Costero

Unidad generada durante el Pleistoceno-Holoceno por la acción combinada de eventos eustáticos, tectónicos y erosivos, limita el borde occidental de la cordillera de la Costa con las planicies litorales y corresponde a uno de los rasgos geomorfológicos más preponderantes en esta zona. En el talud del Gran Escarpe se depositan grandes volúmenes de depósitos coluviales (PIHc), al pie de éste se produce la sedimentación de depósitos litorales (PIHl), conformados por depósitos marinos aterrizados y depósitos de playa actuales, generados por la depositación de material arenoso bioclástico y de retrabajo de las unidades preexistentes. Dichos sedimentos en las terrazas marinas se encuentran engranados con los depósitos de guano (PIHg) y cubiertos en algunos sectores por escasos depósitos de remoción en masa (PIHrm) causados por diversos desplazamientos gravitacionales de material de borde occidental de la cordillera de la Costa. Tanto en la franja costera como en la cordillera de la Costa, existen depósitos eólicos acumulados en forma de manos de arena y dunas crecientes (barjanas). Estos depósitos se engranan en parte con los depósitos coluviales y cubren parcialmente a los depósitos aluviales y litorales.

b) Marco geotectónico regional

Localmente, las fallas inversas entre Quebrada Blanca y Copaquiri provocaron el sobrecurrimiento de rocas de la Formación Collahuasi sobre las sedimentitas del Jurásico Superior, provocando en estas últimas una fuerte deformación (fase de compresión incaica). Las numerosas fallas normales y lineamientos corresponden a fracturas o fallas de tensión de orientaciones preferenciales N-S y en forma subordinadas NW-SE y NE-SW. Estas estructuras provocan plegamientos y fallas en secuencias de depósitos detríticos pliocénicos, lo que permitiría fijar la edad relativa de ellas, sin embargo, algunas son más antiguas, lo que se desprende del aparente control estructural que habrían ejercido en la localización de algunas zonas de alteración hidrotermal en Quebrada Blanca de edad oligocena.

Otra estructura relevante es la Falla Macata, la cual presenta orientación N-S a NNW-SSE y movimiento de rumbo sinistral, y afecta principalmente a las rocas volcánicas de la Formación Macata. No obstante, al oeste de Quebrada Blanca dos estructuras relacionadas sugieren que el área ha experimentado tectónica transcurrente dextral y que la Falla Macata registra un movimiento dextral de edad eocénica.

En la zona de precordillera y prealtiplano, fallas inversas y normales, así como numerosos lineamientos (fallas o fracturas) han sido reconocidas en el área, de las cuales la más importante

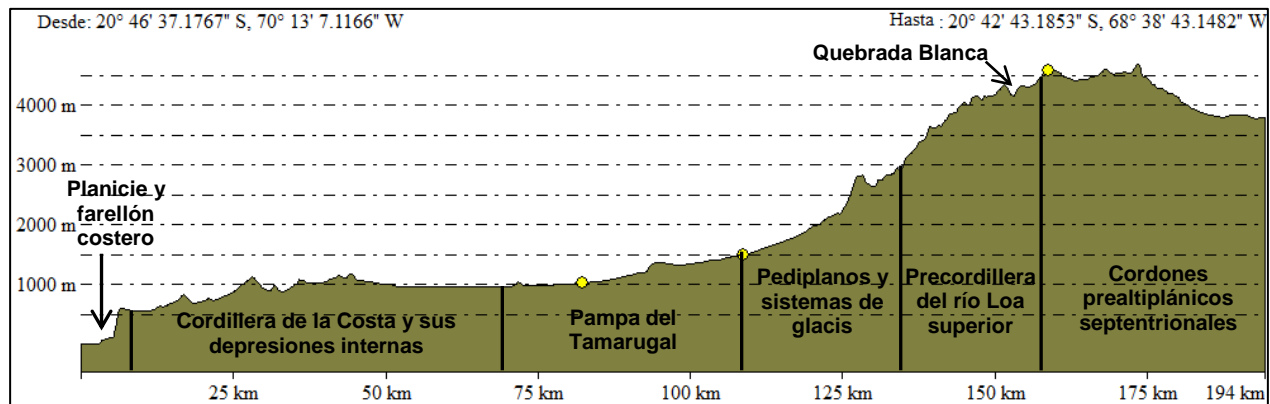
corresponde a la Falla Oeste, la que representa la expresión más septentrional del Sistema de Falla Domeyko. Durante el Jurásico sucedió una transgresión marina sobre cuencas extensionales de subsidencia activa (cuenca de trasarco), controladas por fallas normales, de crecimiento con depositación sintectónica e intrusión sinsedimentaria de diques y filones manto (Skarmeta, 1991). El Sistema de Falla Domeyko probablemente se desarrolló en el borde oriental de la cuenca de trasarco, en la zona de debilidad estructural heredada de las fallas normales que limitaron la cuenca. La historia cinemática de este sistema es compleja, con evidencias de fallamiento de rumbo inicial dextral y de una inversión de éste a sinistral, y fallamiento inverso en algún momento de la evolución de la deformación, con un desplazamiento total de rumbo sinistral estimado en 25 a 35 km en el caso de la falla Oeste (Nalpas *et al.*, 2011). La Falla Oeste se sitúa entre 4 a 5 km al oeste del depósito Quebrada Blanca. Corresponde a una falla regional importante, que ha sido identificada por el norte desde, por lo menos, el Cerro Colorado (noreste de Iquique) hasta El Salvador en el sur (Golder, 2016b).

Desde Guatacondo hasta la cordillera de la Costa se registran evidencias de seis eventos de deformación representados por: 1) pliegues y fallas inversas que afectan hasta la Formación Chacarilla del Jurásico Superior-Cretácico Inferior; 2) fallas normales contemporáneas al magmatismo de la Formación Cerro Empexa; 3) pliegues y fallas inversas que afectan a la Formación Cerro Empexa; 4) una discordancia angular entre las formaciones previas al Oligoceno y la Formación Altos de Pica; 5) pliegues y flexuras monoclinales que afectan la Formación Altos de Pica; 6) pliegues sinclinales en el sector al oeste del cerro Challacollo que afectan a los depósitos del Pleistoceno-Holoceno.

En el área desde la cordillera de la Costa al litoral, se identifican tres sistemas de falla predominantes: un sistema de fallas N-S a NNO-SSE, un sistema de fallas NO-SE, y en forma subordinada, un sistema de fallas de rumbo E-O a NE-SO, con manteos que van desde moderados a fuertemente inclinados. Algunas fallas de los dos primeros sistemas han sido vinculadas al Sistema de Falla de Atacama (González *et al.*, 2003). Las relaciones estructurales indicarían que los sistemas representan varios eventos de desplazamiento. El sentido de desplazamiento de las unidades mesozoicas revela que durante el Mesozoico, los sistemas E-O y los N-S presentaron una cinemática normal, relacionada con la tectónica de tipo extensional. Durante el Cenozoico se registran dos fases de deformación, una extensional en el Oligoceno-Mioceno Inferior, y otra de carácter compresivo que se desarrolló desde el Mioceno Superior hasta el Holoceno, en la que se reactivaron las fallas E-O y N-S a un fallamiento inverso (Carrizo *et al.*, 2008; Allmendinger y González, 2010; Vásquez y Sepúlveda, 2013).

c) Descripción geomorfológica regional

El área del Proyecto abarca siete unidades morfoestructurales definidas por Börgel (1983) desde el Área Mina a Puerto, cuyas cronologías de génesis se explica en 3.2.4.5.1a) Marco geológico regional. Su relación espacial se ilustra en la figura siguiente:

Figura 3.2.4-2. Unidades morfoestructurales de Börgel (1983)

Fuente: Elaboración propia.

c.1) Precordillera:

De acuerdo a Börgel (1983), la precordillera andina se divide en tres grandes zonas: precordillera del Lauca, precordillera del Loa superior y precordillera de Domeyko. Según esta clasificación, el Área Mina del Proyecto, se emplaza en el límite entre la precordillera del Loa superior y los cordones prealtiplánicos septentrionales. De acuerdo a Charrier *et al.* (2009) el área se emplazaría en lo que denomina Sierra del Medio, ubicada entre la cuenca del salar de Coposa y Pampa del Tamarugal. La Sierra del Medio corresponde a la prolongación más septentrional de la Cordillera de Domeyko.

La precordillera corresponde en su mayor parte a una sucesión de sierras orientadas NNE, y que van aumentando rápida y progresivamente en altura a medida que se acerca hacia el este. La Precordillera representa el límite oeste del Macizo Andino con un ancho variable entre 35 a 60 km. El Macizo Andino se define como la gran unidad que comprende la precordillera y los cordones prealtiplánicos. A la latitud del área del Proyecto, la Precordillera conforma hacia el este, el primer y más notorio escalón que da paso luego al Altiplano. La unidad presenta un relieve asimétrico: en su parte occidental conforma en su mayor parte una amplia extensión, la que se inicia entre los 4.000 a 4.500 m.s.n.m. y culmina alrededor de los 1.400 m.s.n.m. Su parte oriental (la ladera oriental) es más estrecha, de poca pendiente y relieve muy suave, con una altitud que supera los 3.700 m.s.n.m en su base.

c.2) Cordones prealtiplánicos septentrionales:

De acuerdo a la clasificación morfoestructural de Börgel (1983), la unidad de cordones prealtiplánicos septentrionales, actúa como un dispersor de aguas hacia Chile y Bolivia. El volcán Iruputuncu conforma un rasgo orográfico importante, al formar un muro divisorio entre las cuencas lacustres y salinas de Bolivia en el este y los salares chilenos en el oeste. De acuerdo a la clasificación realizada por Charrier *et al.* (2009), esta área se encuentra emplazada en la unidad de Depresión de los Salares, que corresponde a una serie de cuencas salinas aisladas entre sí, inscritas como depresiones intermontanas en los cordones andinos prealtiplánicos, ubicadas

entre los 3.700 y 4.200 msnm. El Área Obras Lineales, sector variante A-97B, se enmarca en esta unidad geomorfológica.

c.3) Pediplanos y sistemas de glacis o pediments:

Corresponde a una coalescencia de planos inclinados que conecta el ámbito cordillerano con las pampas de la depresión intermedia. Se desarrolla entre las cotas 1.500 y 3.000 msnm., interrumpida por las incisiones de las quebradas que nacen en la precordillera y cordones prealtiplánicos. Se distingue un sector superior (sobre los 2.500 msnm.) construido sobre roca fundamental meteorizada, es decir, un glacis rocoso, y un sector inferior constituido por una cubierta por arenas gruesas y finas, lo que se conoce como glacis o pediment detrítico (Börgel, 1983). En esta unidad, se localizan las Áreas Pampa y parte de Obras Lineales.

c.4) Pampa del Tamarugal:

Corresponde a una meseta continua que se desarrolla al oeste de los planos inclinados provenientes de la precordillera. Las quebradas que descienden por estos planos inclinados (o glacis) no cruzan la pampa y pierden su capacidad erosiva (Börgel, 1983). En su borde occidental se ubican la mayoría de los salares y depósitos de salitre de la Pampa. Las alturas promedio en su parte occidental se ubican alrededor de los 900 a 1.000 m.s.n.m., mientras que hacia el este alcanza hasta los 1.300 a 1.400 m.s.n.m. en las cimas de las primeras estribaciones de las serranías precordilleranas. El aumento gradual de altura se debe principalmente a que en su parte oriental existe una importante acumulación de materiales aluvionales modernos acarreados desde el este a través de las quebradas que disectan el borde occidental del Macizo Andino. En esta unidad, se localiza una porción del Área Obras Lineales.

c.5) Cordillera de la Costa y sus depresiones internas:

A la latitud del Proyecto, en el Área Obras Lineales, la Cordillera de la Costa se presenta como un macizo montañoso conformado por una serie de cordones de cerros de orientación NS y NNW labrados en rocas antiguas. Generalmente, las cumbres de dichos cordones son suaves y con alturas que varían entre los 700 a 1.400 m.s.n.m. Las alturas de los cerros aumentan gradualmente hacia el este hasta llegar al límite con la Pampa (Depresión Central). En su borde occidental, el Farellón Costero, que la pone en contacto con las Planicies Litorales, tiene alturas entre 400 a 700 m.s.n.m. en promedio, aun cuando en algunos sectores el borde del Farellón Costero no tiene más de 290 m.s.n.m. de altura. El ancho promedio de la Cordillera de la Costa varía, a esta latitud, entre unos 35 a 68 km. En su interior la Cordillera de la Costa encierra algunas pequeñas cuencas endorreicas que han dado origen a salares.

c.6) Farellón Costero:

Corresponde a la unidad de pendiente abrupta que se levanta desde el nivel del mar hasta una altitud máxima de 1.000 m, la cual va disminuyendo paulatinamente hacia el norte. Aproximadamente a la latitud donde se localiza el Proyecto, perteneciente al Área Puerto, el

farellón costero tiene una altitud máxima de 760 m aproximadamente. Su extensión se mantiene relativamente continua, sólo interrumpida por la presencia de quebradas profundas que llegan al mar. En cuanto a su origen, este estaría ligado a la acción abrasiva del mar en conjunto con movimientos de subsidencia del bloque continental costero. Hacia el norte de Iquique el farellón corresponde al nivel actual del mar, correspondiendo al segmento activo de erosión marina, mientras que hacia el sur el escarpe se desplaza ligeramente hacia el interior transformándose en un acantilado inactivo (Börgel, 1983, Quezada *et al.*, 2010).

c.7) Planicies Litorales:

Corresponden a una estrecha franja de una antigua plataforma marina costera, la que se ubica al pie del Farellón Costero que marca el borde oeste de la Cordillera de la Costa. A esta latitud las planicies litorales aparecen como una angosta franja costera de unos 2 a 5 km de ancho. Su altura varía desde 0 m.s.n.m. en la costa, hasta unos 90 m.s.n.m. En general, están constituidas por una plataforma de abrasión marina labrada en rocas antiguas, sobre las que se han depositado materiales de arrastre continental en la desembocadura de las quebradas importantes, los cuales coalescen con materiales de regresión marina. El borde costero presenta una morfología abrupta e interrumpida por estribaciones desprendidas de la pampa alta y Cordillera de la Costa. En dichos sectores, el farellón costero se encuentra continuamente afectado por erosión marina (Börgel, 1983). El origen de las planicies litorales sería una costa abrasivo-tectónica.

d) Riesgos geológicos de escala regional

A continuación se identifican los riesgos geológicos cuyos efectos abarcan un área más amplia que la del Proyecto y se originan fuera de ella, como es el caso del riesgo volcánico y sísmico.

d.1) Riesgo volcánico

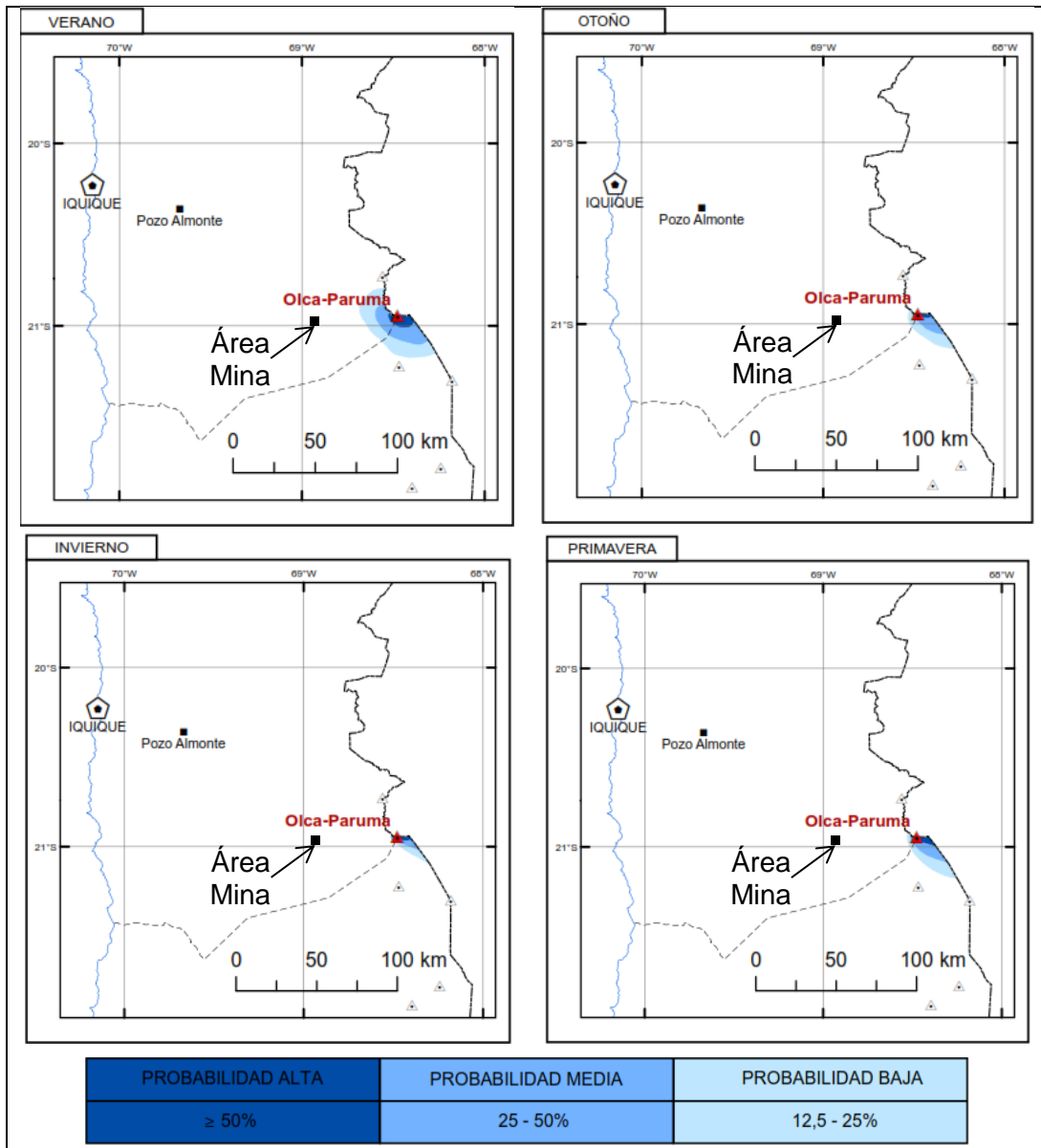
Al este del yacimiento Quebrada Blanca, en la Cordillera de Los Andes, se ubica un conjunto de volcanes miocénicos y cuaternarios, tres de los cuales se consideran activos (Gonzalez-Ferrán, 1995; Lara *et al.*, 2011; Reyes *et al.*, 2011) con antecedentes de erupciones pre-históricas; actualmente todos ellos mantienen una actividad fumarólica permanente. Estos volcanes son: el Irruputuncu, el Olca y el Paruma. El primero se ubica a unos 40 km al NE del yacimiento, mientras que los otros se ubican a unos 34 km hacia el E, respectivamente. En la Carta Geológica de Chile N° 13 Serie Geología Ambiental "Peligros Volcánicos de Chile" del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile se indica que estos volcanes actualmente mantienen una actividad fumarólica permanente y se consideran geológicamente activos con potencial de erupción.

El complejo volcánico Olca-Paruma corresponde a un complejo elongado de unos 15 km de largo orientado en dirección E-W, presenta una altura de 5.407 m.s.n.m. y un volumen estimado de 74 km³. Sus últimas erupciones fueron en los años 1865 y 1867 y su última actividad en marzo de 1990 (Servicio Nacional de Geología y Minería, 2014). Su actividad volcánica se caracteriza por material piroclástico grueso y flujos de lavas en su borde oriental.

El sector más directamente amenazado por la actividad del volcán Olca es el sector oriental del Área Mina, que se ubica a 34 km al oeste del cráter. Como se ha publicado en el Mapa de Peligro del Complejo Volcánico Olca-Paruma del Sernageomin (2013), debido a la distancia del cráter y características geomorfológicas, los flujos de lava no debiesen alcanzar las actuales instalaciones de CMTQB. Sin embargo, se encontraría dentro de la zona de eventuales caídas de material piroclástico, como lo indica la Figura 3.2.4-3. Dicha figura muestra que, en el área del Proyecto, la probabilidad de acumular 1 cm o más de material piroclástico es media (25 a 50%) a baja (12,5 a 25%) sólo si el evento ocurriese en verano, cuando existe mayor dispersión por viento hacia el oeste, y considerando una erupción tipo Estromboliana (Índice de Explosividad Volcánica (IEV) 2¹).

¹ El índice de Explosividad Volcánica (IEV) 2 corresponde al tipo de erupción Estromboliana. Estas erupciones pueden o no presentar coladas de lava, pero sí eyección de piroclastos tipo escoria. Producen columnas eruptivas, desde 0,1 a 5 km de altura.

Figura 3.2.4-3. Zonas susceptibles de recibir material piroclástico en superficie bajo distintos escenarios, desde el Complejo Volcánico Olca-Paruma



Fuente: Orozco y Bertin, 2013. Mapa preliminar de peligros del complejo volcánico Olca-Paruma. Servicio Nacional de Geología y Minería.

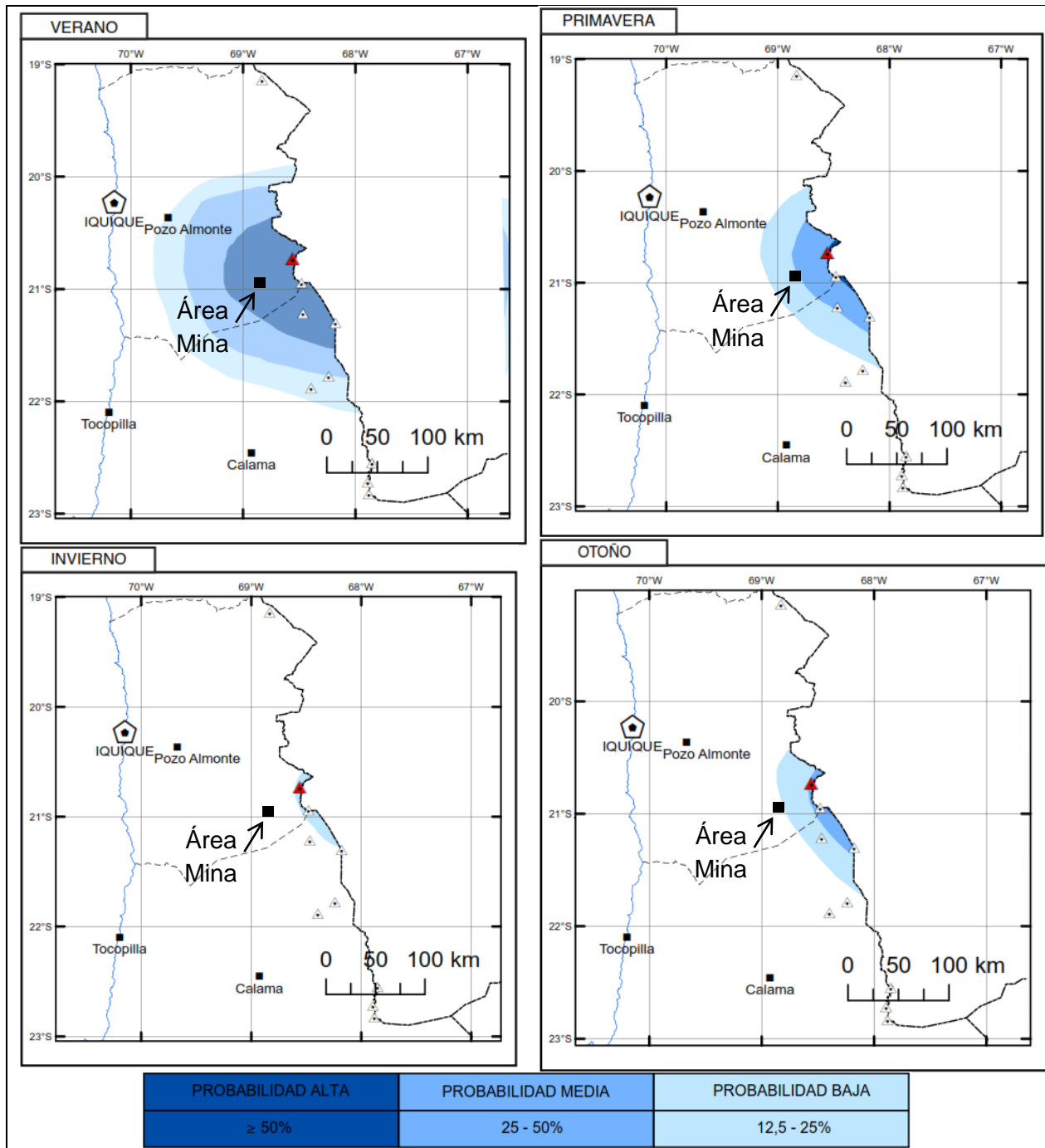
El volcán Irruputuncu (5.163 m.s.n.m.) es un estratovolcán compuesto principalmente por una sucesión de flujos de lava dacítica intercaladas con tobas y brechas menores. Se encuentra en la parte norte de la cadena de volcanes de sentido N-S, que datan del Mioceno hasta el presente. El Irruputuncu es el volcán más joven de esta cadena N-S, y fue construido en el escarpe de colapso de un flujo de escombros cuyo depósito se extiende al SW. Erupciones posteriores llenaron parcialmente este escarpe y produjeron flujos de lava dacítica viscosa y espesa que fluyó por el flanco oeste del volcán. El complejo de la cumbre tiene dos cráteres, pero sólo la más meridional tiene fumarolas activas. La primera erupción histórica inequívoca tuvo lugar en

noviembre de 1995, en la cual se produjeron explosiones freáticas que originaron nubes de cenizas oscuras (*Smithsonian Institution, Global Volcanism Program, 2014*), no obstante otros autores (*SERNAGEOMIN, 2014*) han informado actividad volcánica en 1968 y 1989. En la base del volcán se localiza una fuente de agua termal de ácido – sulfato (*Reyes et al., 2011*).

El sector con mayor riesgo, en relación a una erupción del volcán Irruputuncu, sería Área Mina y el Sector donde se proyecta la construcción de la Variante A-97B del Área Obras Lineales, las cuales presentarían una probabilidad baja a media de acumular 1 cm o más de material piroclástico asociado a un escenario eruptivo de tipo Pliniana ($IEV = 4 - 5^2$), excepto si el evento eruptivo fuera en verano, cuando los vientos dispersaran el material hacia el oeste, cuya probabilidad en ese escenario sería alta, de acuerdo a lo indicado en el Mapa Preliminar de Peligros volcánicos Volcán Irruputuncu (*Amigo y Bertín, 2013*).

² El índice de Explosividad Volcánica (IEV) 4-5 corresponde al tipo de erupción Pliniana. Estas erupciones son altamente explosivas, el típico material eyectado es pómez, característico de magmas muy ricos en sílice. En este tipo de erupción, la columna puede alcanzar hasta unos 40 km de altura.

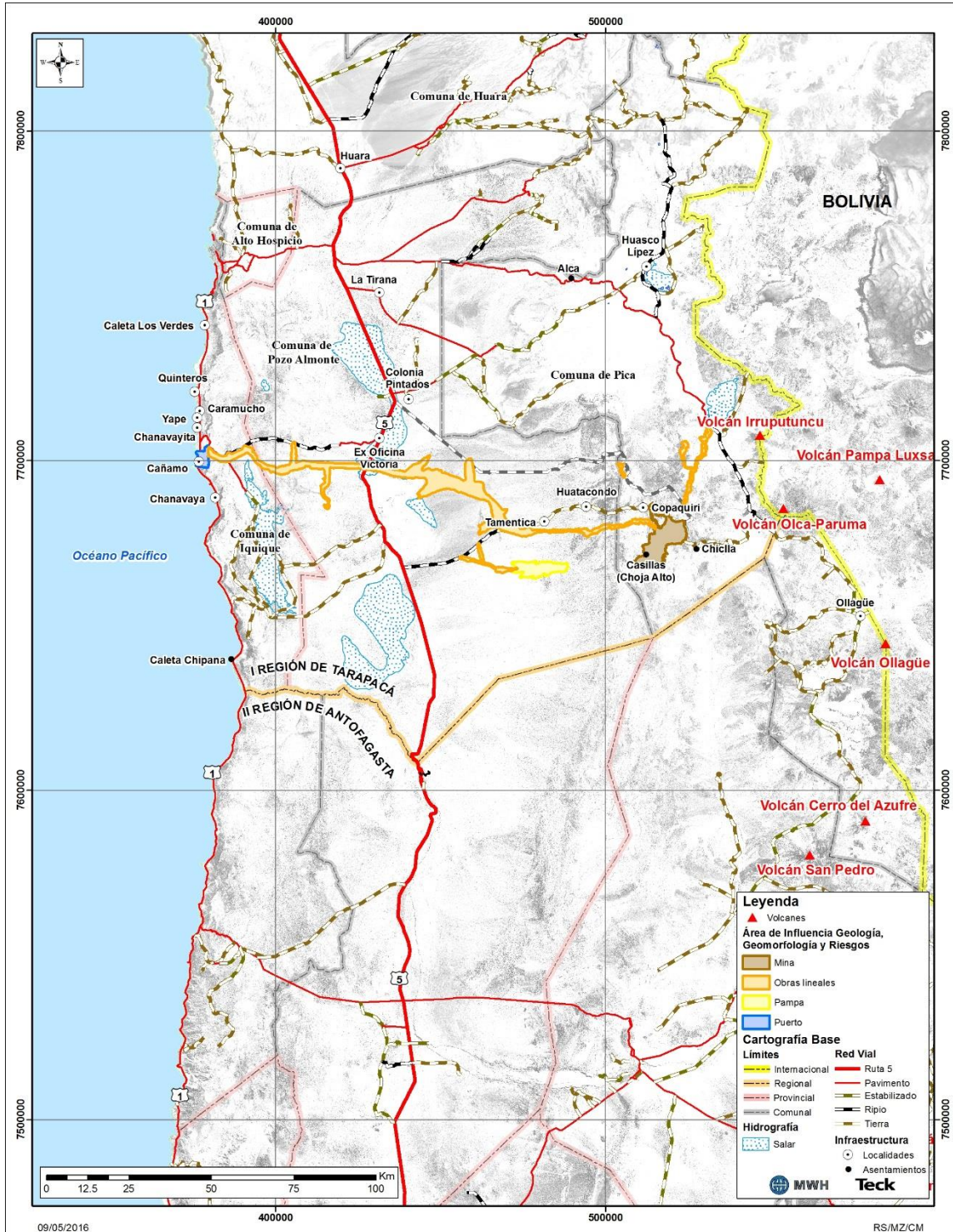
Figura 3.2.4-4 Zonas susceptibles de recibir material piroclástico en superficie bajo distintos escenarios, desde el volcán Irruputuncu



Fuente: Orozco y Bertin, 2013. Mapa preliminar de peligros del complejo volcánico Olca-Paruma. Servicio Nacional de Geología y Minería.

En la Figura 3.2.4-5 se observan los centros volcánicos de edad holocénica en el área alrededor del Proyecto.

Figura 3.2.4-5. Centros volcánicos cercanos al área del Proyecto.



Fuente: Elaboración propia

En la Tabla 3.2.4-9, se observan las características de los volcanes activos de edad holocénica más cercanos al área de influencia.

Tabla 3.2.4-9. Volcanes activos holocénicos cercanos al Área de Influencia.

Nombre	Tipo	Última erupción conocida	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Distancia Mina (km)	Distancia Variante A-97B (km)	Tipo de roca dominante
Irruputuncu	Estrato volcán	1995 DC	20,73°S	68,55°O	5.163	40	13	Andesítica / Andesítica basáltica
Olca-Paruma	Estrato volcán	1867 DC	20,93°S	68,48°O	5.407	34	30	Andesítica / Andesítica basáltica
Pampa Luxsar	Campo volcánico	Desconocida	20,85°S	68,2°O	5.543	65	50	Andesítica / Andesítica basáltica
Aucanquilcha	Estrato volcán	Desconocida	21.22°S	68.47°O	6.176	41	46	Desconocida
Cerro del Azufre	Estrato volcán	Desconocida	21.79°S	68.24°O	5.846	102	110	Andesítica / Andesítica basáltica
Ollague	Estrato volcán	Desconocida	21.3°S	68.18°O	5.868	70	75	Andesítica / Andesítica basáltica
San Pedro	Estrato volcán	1960	21.88°S	68.4°O	6.145	102,5	115	Andesítica / Andesítica basáltica

Fuente: Global Volcanism Program, Smithsonian Institution, 2014.

d.2) Riesgo sísmico

La amenaza sísmica se refiere a la probabilidad de que un determinado evento sísmico se produzca sobre un punto del territorio con una cierta extensión, intensidad y duración. Esta amenaza se origina por la repentina liberación de energía lentamente acumulada en una falla de la corteza terrestre (SUBDERE, 2011).

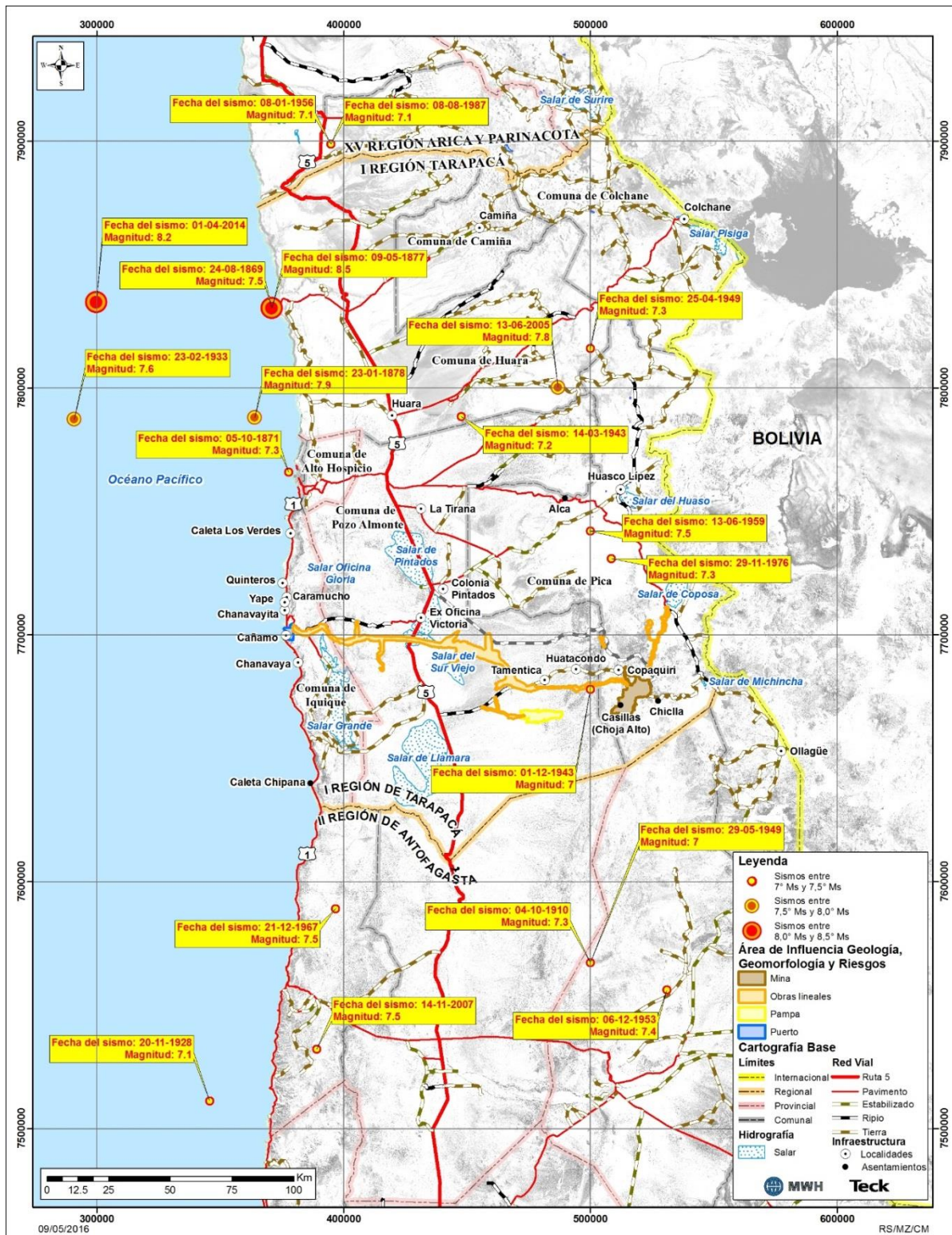
Los Andes Centrales se consideran como una de las zonas sísmicas más activas a nivel mundial. Los sismos pueden ocurrir a lo largo de todo el país y se distribuyen en tres franjas principales según la profundidad del hipocentro de este a oeste, franja de profundidad baja de 0-60 km en zona costera y submarina, franja de profundidad media de 60-300 km en zona de precordillera y cordillera y franja de profundidad alta de 700 km al este de Los Andes.

La actividad sísmica en el país está asociada al movimiento convergente entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, cuyo contacto se manifiesta a través de una fosa marina de dirección norte-sur que se ubica paralela a la línea de costa a una distancia entre 100 y 200 km (sismos de subducción). La actividad sísmica corresponde mayormente a sismos de subducción, y en menor medida a sismos corticales de intraplaca, resultado de la acumulación de tensiones en la corteza

terrestre. Estos últimos, están asociados a movimientos de fallas superficiales activas, tales como la Fallas Oeste y la Falla Macata ubicadas en el Área de Influencia.

En la Figura 3.2.4-6, se muestran los sismos de magnitud M_s mayor a 7, en un radio de 300 km en torno al Área de Influencia desde el año 1869 al presente. Se puede observar que el área del proyecto se ve afectada también por sismos que se originan al interior de la placa, los cuales pueden ser de gran magnitud como los de subducción.

Figura 3.2.4-6. Sismos entorno al área del Proyecto.



Fuente: Elaboración propia, en base a Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, 2014, Sismos Importantes y/o destructivos (1570 a la fecha, Magnitud Ms).

El último evento sísmico importante ocurrió recientemente, el 1 de abril del 2014, con hipocentro 89 km al suroeste de Cuya, frente a las costas de Pisagua (ver Figura 3.2.4-6), el cual tuvo una magnitud Ms de 8,2 (Centro Sismológico Nacional, 2014). Este evento, en el área del Proyecto produjo un movimiento (percibido) moderado y daños potenciales ligeros a muy ligeros, de acuerdo a lo publicado por USGS (2014). Asimismo, hubo un evento el año 2007 con una magnitud Ms 7,7, y cuyo epicentro fue 40 km al sureste de la ciudad de Tocopilla a unos 60 km de profundidad. Este sismo en el área del Proyecto se asocia a un daño potencial muy ligero, con un *peak* de aceleración de 0,092 a 0,18 g. De acuerdo a la sismicidad histórica, el mayor evento sísmico probable es de características similares al del año 2007, de magnitud Ms 7,7. Sin embargo, el peor escenario está dado por eventos de características similares a los de 1868 y 1877, es decir, sismos de subducción, de magnitudes mayores a 8,5 y generados en la costa de Arica e Iquique respectivamente.

De acuerdo a la revisión bibliográfica y las estadísticas presentadas, la probabilidad de ocurrencia de sismos de gran magnitud en el Área de Influencia es alta. En este sentido, los sectores de mayor riesgo son el Área Puerto, por estar cercano a los sismos que se producen en la intraplaca superior y en la interfase de subducción (a 40 – 50 km de las instalaciones), y el Área Mina, adyacente a la Falla Oeste considerada activa.

3.2.4.5.2 Descripción según sectores del área de influencia

a) Área Mina

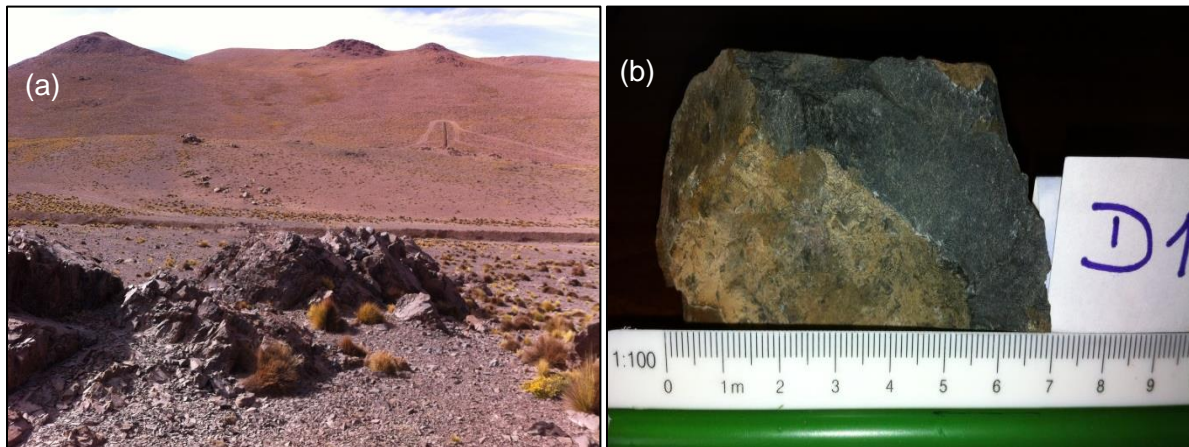
a.1) Geología

En el Área Mina (Plano 3.2.4-03), las rocas más antiguas presentes corresponden a una secuencia volcánica de composición variada que va desde andesítica basáltica a riolíticas y dacíticas con escasas intercalaciones de rocas calcáreas y limolitas, las que forman parte de la Formación Collahuasi (Pzc). Estas rocas se formaron hace aproximadamente 300 millones de años (Figura 3.2.4-7).

La Formación Collahuasi corresponde a la roca caja de varios depósitos de pórfidos de la Cordillera de Domeyko. Su ambiente de depositación es continental, caracterizado por paleocuenas fluviales y lacustres. Concordante con la descripción geológica regional para el sector y a pesar de que el basamento pre-pérmico no aparece expuesto en el área del Proyecto, se puede indicar que la Formación Collahuasi se emplazó como un arco volcánico continental sobre un basamento proterozoico a paleozoico inferior, durante el Paleozoico Superior.

Los afloramientos observados son de poca potencia (máximo 1 metro), se presentan muy oxidados y en algunos sectores con alteración no se encuentran meteorizados. Este tipo de roca se encuentra principalmente en el Área Mina del Proyecto.

Figura 3.2.4-7. Andesitas basálticas de la Fm. Collahuasi. a) afloramiento rocoso, b) muestra de la Fm. Collahuasi

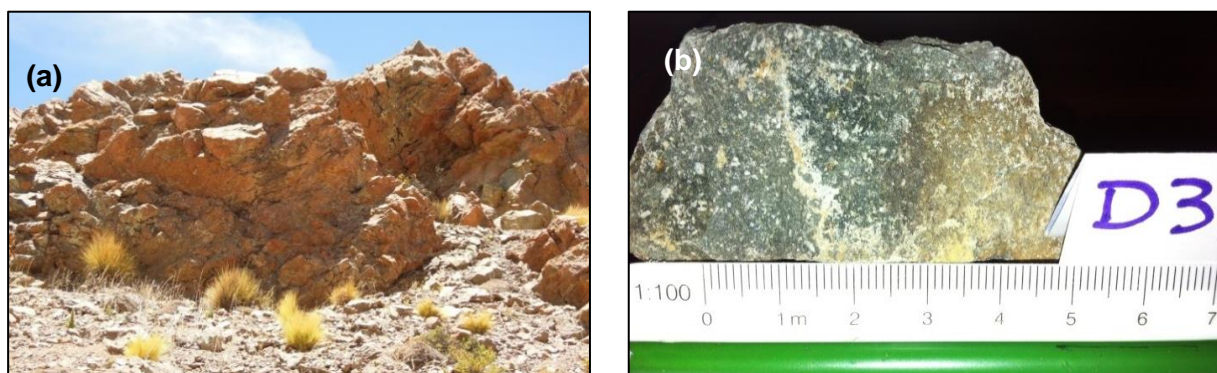


Fuente: MWH 2014.

Hacia el NO de la mina y hacia el O aparecen rocas sedimentarias pertenecientes a la Formación Quehuita (JKq), corresponden principalmente a calizas marinas depositadas en ambientes de poca profundidad, areniscas calcáreas, areniscas, lutitas, calcilutitas y conglomerados que reflejan la evolución de la cuenca de trasarco extensional del Jurásico en el norte de Chile definida para esta zona. Estas rocas se superponen discordantemente a la Fm. Collahuasi.

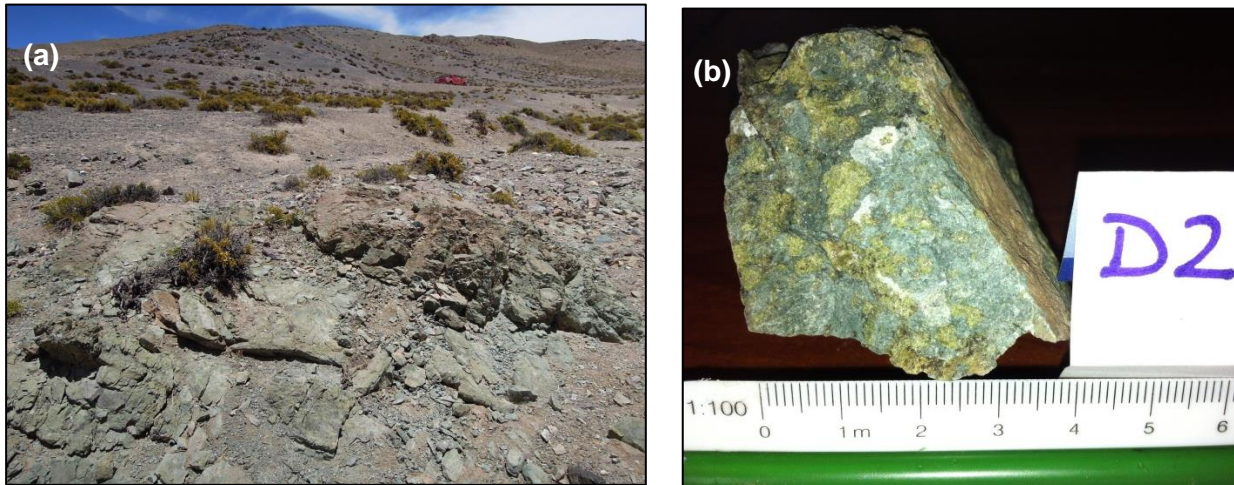
Hacia el O y SE del Área Mina se encuentran las andesitas porfídicas, lavas dacíticas y brechas volcanoclásticas de la Fm. Cerro Empexa (Ksce) (Figura 3.2.4-8). Las andesitas porfídicas son rocas de dureza alta y se encuentran oxidadas, mostrando el afloramiento un color rojizo. En algunos sectores hay presencia de epidota con menos oxidación en su superficie, presentando una moderada propilitización (Figura 3.2.4-9).

Figura 3.2.4-8. Andesitas porfídicas de la Fm. Cerro Empexa. (a) afloramiento de las andesitas porfídicas de la Fm. Cerro Empexa. (b) muestra D3 de Fm. Cerro Empexa



Fuente: MWH, 2014.

Figura 3.2.4-9. Andesitas con alteración propilítica. (a) afloramiento con alteración propilítica color verdoso. (b) Muestra D2 de la fm Cerro Empexa propilitizada



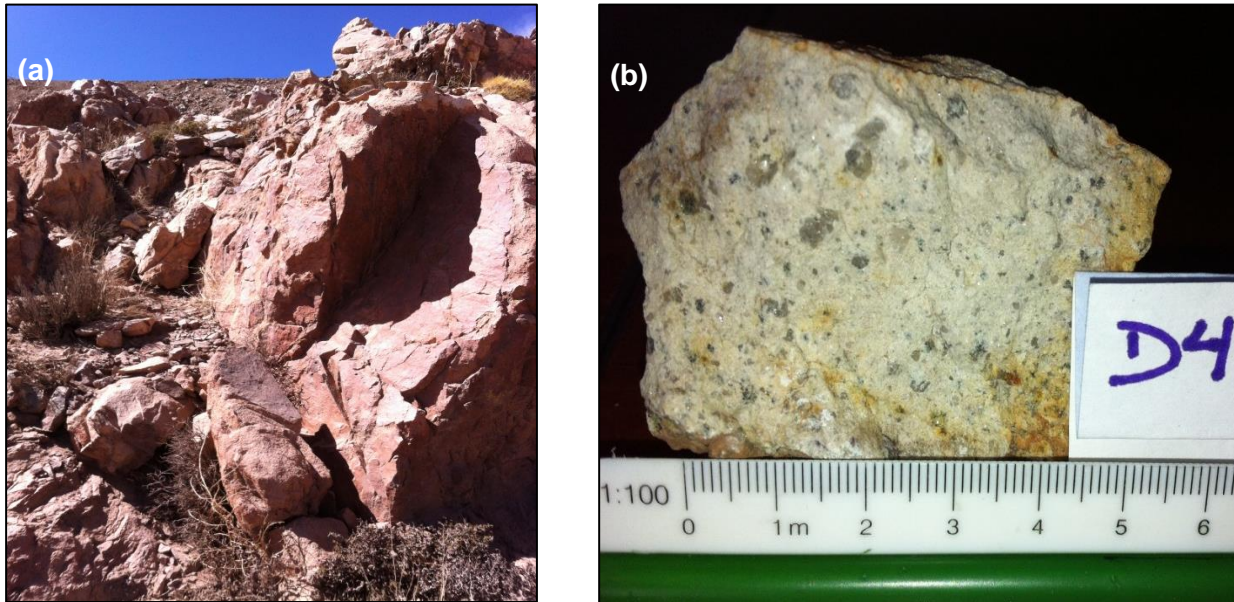
Fuente: MWH, 2014.

Además de las rocas estratificadas identificadas anteriormente, se observaron complejos intrusivos, pórfidos riolíticos y granitoides en el Área Mina.

Los pórfidos riolíticos son sintectónicos a la Formación Collahuasi y corresponden a cuerpos subvolcánicos asociados con las riolitas de esta formación (Figura 3.2.4-10). La roca presenta dureza alta, grano grueso y presencia de fenocristales de cuarzo. La potencia de los afloramientos no superan los 2 metros.

Los granitoides pertenecen al Dominio Sierra del Medio, el cual se ubica entre las unidades morfoestructurales Precordillera del río Loa superior y cordones prealtiplánicos septentrionales (ver Figura 3.2.4-2), y corresponden principalmente a granodioritas y monzodioritas cuarcíferas que intruyen a la Formación Collahuasi, de edad carbonífera superior-pérmica (Figura 3.2.4-11). Estas rocas de la Fm. Collahuasi son de dureza media, altamente meteorizada y alterada. En cambio, los complejos intrusivos son más nuevos (época del Eoceno-Oligoceno Inferior) y, corresponden principalmente, a monzonitas cuarcíferas. Estos complejos intrusivos fueron emplazados durante la fase de compresión incaico y se relacionan a la génesis de la mineralización y alteración hidrotermal del yacimiento de Quebrada Blanca.

Figura 3.2.4-10. Pórfidos riolíticos asociados a la fm. Collahuasi. (a) afloramiento de los pórfidos riolíticos. (b) muestra D4 de los pórfidos riolíticos con fenocristales de cuarzo



Fuente: MWH, 2014.

Figura 3.2.4-11. Granitoides del Dominio Sierra del Medio



Fuente: MWH, 2014.

La migración hacia el Este del frente volcánico hasta su posición actual en la Cordillera Principal ha provocado una serie de depósitos de origen continental tales como gravas, arenas y limos correspondientes a la Formación Papajoy (Top) que se sitúan en cuencas a lo largo de la Falla Oeste.

Por otra parte, aguas abajo de la Quebrada Blanca, hacia su confluencia con quebrada Jovita, la geología se compone de alternancias de lutitas marinas de la Fm. Quehuita (Figura 3.2.4-12), las cuales en este sector se encuentran alteradas y altamente subordinadas a unidades volcánicas y sedimentarias continentales. En la ladera Oeste de Quebrada Blanca predominan rocas de la Fm. Cerro Empexa, compuestas de andesitas de anfíbola y piroxeno, mientras que en la ladera este

predominan areniscas y limonitas del Miembro Superior de Fm. Papajoy, las cuales sobreyacen a las lutitas de Fm. Quehuita y se encuentran cubiertas por gravas y areniscas guijarrosas coluviales (Depósitos coluviales, PIHc).

Figura 3.2.4-12. Formación Quehuita (Miembro Inferior) en sector Quebrada Blanca



Fuente: MWH, 2014

Aguas arriba de la confluencia de Quebrada Blanca con quebrada Llaretta la geología se caracteriza por la presencia de pórfidos riolíticos y monzodioritas de Granodiorita El Escorial (Pzgdee) (Figura 3.2.4-13), los cuales presentan una fuerte alteración argílica que blanquea la roca, en contacto en ciertos sectores con las areniscas rojizas de Fm. Tolar (KTt) a lo largo de una superficie de fallamiento de rumbo, como muestra la Figura 3.2.4-14.

Figura 3.2.4-13. Granodioritas y monzodioritas El Escorial



Fuente: MWH, 2014

Figura 3.2.4-14. Granodioritas en contacto con areniscas de Fm. Tolar



Fuente: MWH, 2014

a.2) Geomorfología

La geomorfología del Área Mina (Plano 3.2.4-23) se encuentra representada por una serie de quebradas, entre Quebrada Agua del Mote (curso superior de Quebrada Blanca), Quebrada El Carmen, Quebrada Llaretta y Quebrada Blanca (curso medio e inferior). En general, las quebradas mencionadas presentan pendientes entre 15 a 35° y, de acuerdo a las observaciones de terreno, no se identificaron evidencias de la existencia de cursos de aguas superficiales permanentes, dado a las escasas precipitaciones del sector.

- Unidades geomorfológicas

Peneplanicie:

Corresponde al sector oriente del área de influencia, en la parte alta de la cuenca de Quebrada Blanca. Se caracteriza por tener un relieve peneplanizado, conformado por lomajes suaves de poca altura. El rango de altitud y pendiente es de 4.100 a 4.590 m.s.n.m. y de 0,5 a 36° respectivamente. Las altas pendientes corresponden a las laderas de Quebrada Llaretta en la parte sur de la unidad. De acuerdo a lo observado en fotografías aéreas e imágenes satelitales, las formas fluviales predominan en la parte este de Quebrada Blanca, mientras que en parte oriental son escasos los cursos de agua superficial. Esta unidad se encuentra altamente intervenida en las formas del relieve producto de la presencia del rajo, botaderos de lastre e infraestructura para el depósito de minerales.

Quebradas Agua del Mote-El Carmen

Corresponde al sector ocupado por las Quebradas Agua del Mote y El Carmen. Las pendientes alcanzan a ser más pronunciadas en la parte superior de la quebrada, alcanzando los 34° en algunos sectores, aunque en general las laderas son suaves, con un rango de pendiente aproximado de 18 a 25°. Estas quebradas corresponden a la cabecera de la cuenca de Quebrada Blanca, las cuales son de corto desarrollo, por lo tanto incapaces de generar flujos de importancia. En general en este sector, existe evidencia de la acción erosiva pasada en forma de arroyada difusa, o *rill wash*, que han dejado pequeños surcos en las paredes de las quebradas. Dichos procesos actualmente se encuentran inactivos y las laderas no presentan evidencias de erosión activa, así como tampoco presentan fenómenos gravitacionales (caídas de roca, abanicos coluviales) importantes.

Talud de pendiente suave

Corresponde a la ladera poniente de Quebrada Blanca, cuyo relieve ha sido modelado a partir de la erosión hídrica de pequeñas quebradas y cárcavas, en forma de arroyada difusa, concentradas sobre todo en el sector sur de la unidad, donde la pendiente se torna más pronunciada, siendo superior a 35° en aquellos sectores donde las quebradas disectan el relieve. Dichas cárcavas son geoformas relictas de un pasado geológico con condiciones climáticas más húmedas que las actuales. El proceso actual más evidente, son los generados por fuerzas gravitacionales

evidenciados por acarreo de material en los taludes de mayor pendiente hacia las quebradas bajo ellas. Este proceso, presenta menor intensidad en los taludes de pendientes suaves.

Lomajes

Corresponde al sector medio e inferior de la cuenca, limitado por Quebrada Blanca hacia el Oeste y quebrada Llaretta en el Este, caracterizada por un relieve acolinado modelado por pequeñas quebradas y surcos formados por arroyada difusa, actualmente inactiva. Dicha erosión es más evidente en sector de Quebrada Blanca, sugerida por las formas erosivas mencionadas y la mayor cantidad de detritos en superficie. Cabe mencionar que esta unidad se desarrolla al este de la Falla Domeyko (Falla Oeste), observada de rumbo N-S que atraviesa quebrada Llaretta. En general corresponde a un relieve de taludes estables, sin grandes afloramientos rocosos ni escarpes, y en cuanto a sus procesos geomorfológicos, puede decirse que aquellos que dieron origen a su forma, relacionados con la generación de interfluvios, hoy no se encuentran activos.

Meseta residual

Corresponde a un relieve plano relicto producto de la acción erosiva de la confluencia de Quebrada Blanca y sus tributarios (quebrada Llaretta y Jovita). Se piensa que pertenece a un relieve antiguo probablemente correlacionado con la unidad superior correspondiente al relieve peneplanizado anteriormente descrito. Debido a la baja pendiente, la erosión hídrica no es intensa en estos sectores, evidenciándose flujos no canalizados o de manto debido a las precipitaciones del invierno altiplánico. El agente modelador principal sobre la meseta en la actualidad, es el viento el cual remueve partículas superficiales de manera selectiva. A partir de la erosión del escarpe de esta meseta se desarrolla un importante talud de derrubios que predomina el paisaje en el área de confluencia de ambas quebradas, en donde se evidencian procesos gravitacionales activos, dado la mayor pendientes de estos escarpes.

Ladera de roca expuesta o cubierta por coluvio

Corresponde a la zona con procesos de erosión más intensos en el área de influencia, en donde predominan las formas de talud de derrubios o escombros por gravedad, dada la alta pendiente de las paredes de la quebrada, la cual está en un rango de 30 a 45°. El talud alcanza los 145 m de desnivel, en el sector a los pies de la meseta residual. En general la formación del talud consta de dos zonas relacionadas con procesos geomorfológicos diferenciados. En la parte superior del talud predomina la erosión generada por procesos de meteorización mecánica de los afloramientos rocosos e individualización de los clastos, desde gujarros hasta bloques, y una parte inferior de depositación de material clástico transportado por procesos de *creeping* a lo largo del talud, gatillados por gravedad pura.

Lecho de inundación o lecho mayor

Corresponde al lecho de inundación de los principales cursos de agua, desarrollados principalmente en las zonas bajas de Quebrada Blanca, Quebrada Llaretta y Quebrada Jovita. En

el sector de laderas cubiertas por coluvio se observó mediante las imágenes, que los materiales del lecho cortaban la base del talud, por lo tanto, necesariamente el lecho es de edad más joven. Esto sugiere en consecuencia que los eventos de escorrentía en el área son de mayor dinamismo que los procesos gatillados por gravedad pura. La activación de los procesos dinámicos en las quebradas, se asocia a las precipitaciones de carácter intenso que se desarrollan en el denominado “invierno altiplánico”.

Abanicos/conos aluviales

Se refieren a las formas de depositación generadas por la escorrentía cuando sale de una zona montañosa y entra en un sector plano o de menor pendiente. Se desarrollan principalmente al sur de la meseta residual, en la confluencia de Quebrada Blanca y sus tributarios y al norte en las Quebradas Huinquentipa y Ornajuno. Se observa una coalescencia de abanicos, formando una cobertura importante de material aluvial en las laderas que limitan los lechos de inundación. Estas geoformas son la manifestación procesos morfogenéticos actualmente activos.

Geoformas de remoción en masa

Corresponden a depósitos no consolidados al pie de laderas inestables, que por su forma caótica es posible inferir que son producto de derrumbes recientes de la corniza rocosa en la parte superior de la ladera. Se localizan de manera acotada en el sector de quebrada Ramucho.

a.3) Riesgos Geológicos

Esta sección hace referencia a los principales riesgos geológicos que puedan originarse en Área Mina y tener acción sobre las obras. La amenaza o peligro natural se refiere al *proceso o fenómeno natural que puede ocasionar la muerte, lesiones u otros impactos a la salud, al igual que otros daños a la propiedad, la pérdida de medios de sustento y de servicios, trastornos sociales y económicos, o daños ambientales*. Los peligros naturales pueden ser de origen geológico, hidrometeorológico o biológico. Por otro lado, *el riesgo se obtiene a partir de relacionar la amenaza, o probabilidad de ocurrencia de un fenómeno de intensidad específica con la vulnerabilidad de los elementos expuestos* (SUBDERE, 2011). En esta sección se han identificado y delineado zonas susceptibles de remociones en masa. El análisis de riesgo volcánico y sísmico se analiza en el punto 3.2.4.5.1 Antecedentes Generales, d) Riesgos geológicos de escala regional.

- Riesgo de remoción en masa

Los procesos de deslizamiento están condicionados por factores como la fuerza de gravedad, las características estructurales, el estado de conservación de las rocas y la existencia de un desnivel topográfico (Castro *et al.*, 2010, Hauser, 1993). Su alcance es muy localizado y se restringe a los sitios donde existen las condiciones antes mencionadas. Las remociones en masa se pueden desencadenar con sismos de variada magnitud, por lo que su frecuencia de ocurrencia es significativamente mayor que otros riesgos como el volcánico. Entre las manifestaciones

morfodinámicas, los deslizamientos son los que poseen mayor energía potencial, y de ellas, los desprendimientos y los flujos son los más frecuentes (Brignardello, 1997).

Las condiciones climáticas, morfológicas y geológicas del Área Mina, clima desértico de altura con alta aridez y bajas temperaturas; relieve general peneplanizado con incisiones de quebradas durante el Cuaternario poco desarrolladas durante un alto climático más favorable, una cubierta coluvial y regolítica de espesor modesto, no favorecen el desarrollo de remociones en masa importantes.

De acuerdo a la metodología empleada, en el Área Mina (Plano 3.2.4-33), se observa que la mayor parte del área (más del 50% del área), presenta riesgo de remoción en masa categorizado como Muy Bajo o Bajo, asociado principalmente a los relieves de peneplanicies. A continuación, se presentan los valores totales según el resultado de la metodología, y reclasificados en cinco clases de susceptibilidad.

Tabla 3.2.4-10. Valores de susceptibilidad de remociones en masa

Valores	Clase
0 - 20	Muy Bajo
20 - 40	Bajo
40 - 60	Moderado
60 - 80	Alto
80 - 120	Muy Alto

Fuente: Elaboración propia.

Por otra parte, una superficie importante del Área Mina, se encuentra altamente intervenida por instalaciones mineras permanentes (rajos, botaderos y pilas existentes), sobre los cuales no actúan los procesos de remoción en masa entendidos como riesgo geológico (fenómenos de índole natural), estando su estabilidad física y química evaluada como parte del diseño geotécnico de las obras.

En los sectores de las confluencias de la Quebrada Blanca con la quebrada Llareta y Jovita, se han identificado sectores con riesgo Alto y Muy Alto, asociado a caídas de rocas en los acantilados, debido a las fuertes pendientes y el material coluvial depositado en las laderas. No obstante, dichos fenómenos presentan una tasa de movimiento lento, donde las partículas caen individualmente mediante fenómenos de *creeping* en el talud, los cuales tienen un menor potencial de daño (Opazo, 2014). Cabe destacar que, si bien se identifican niveles de riesgo Altos y Muy Altos, existen factores que reducen significativamente el riesgo, como la ausencia en el sector de población potencialmente afectada y que el material dispuesto en este sector no presenta el suficiente volumen como para ser transportado como flujos de grandes extensiones aguas abajo, consideraciones que fueron evaluadas y aprobadas por la Autoridad en el proceso de tramitación del proyecto “Estudio de Impacto Ambiental Actualización Proyecto Minero Quebrada Blanca” (Teck, 2014).

Por otra parte, hacia el norte del Área Mina, en el sector de las laderas de cerro que limitan la quebrada Huinquitipa y Ornajuno, al presentar una alta pendiente y materiales coluviales propensos al deslizamiento, se identifican categorías de riesgo Moderado a Alto a la remoción en masa. Lo anterior, se verifica por la existencia de procesos de remoción en masa activos.

Como se observa en el Plano 3.2.4-33, el proceso erosivo más significativo en el Área Mina, es el asociado a las escorrentías ocasionales en quebradas, cuando ocurren precipitaciones a la vez cortas e intensas, características del Invierno Altiplánico. Debido a la sequedad general, esas aguas tienen dificultades en infiltrarse y escurren preferentemente en superficie a través de las quebradas. Si bien los resultados han arrojado áreas con niveles moderados a altos de susceptibilidad de remociones en masa, se debe considerar que son áreas de poca extensión areal, de laderas confinadas, lo que reduce directamente la velocidad, energía y volumen, y por lo tanto el alcance de los potenciales flujos. Por otro lado, la relación suelo o cubierta coluvial-regolítica y roca es muy baja, lo cual no favorece el desarrollo de remociones en masa importantes, entre éstos, la generación de aluviones. Uno de los antecedentes más recientes corresponde al del Invierno Altiplánico del año 2012, el cual si bien fue especialmente cruento (con afectación de localidades precordilleranas), éste no generó fenómenos de importancia en la faena de Quebrada Blanca, debido a todas las acciones de protección de cuencas sin las cuales no sería viable un desarrollo minero en ambiente montañoso. En relación a esto último, el Proyecto cuenta con planes de manejo de aguas para mitigar los efectos de eventos geológicos e hidrometeorológicos naturales que potencialmente afecten las obras, disminuyendo así su vulnerabilidad física y ambiental, y por otro lado, dichos planes de manejo y programas de monitoreo evitan que los depósitos y modificaciones antrópicas del relieve sean un elemento extra de peligro aguas abajo.

b) Área Obras Lineales

Esta área consta de variadas unidades geológicas desde un dominio precordillerano hasta uno costero, las que se describen a continuación.

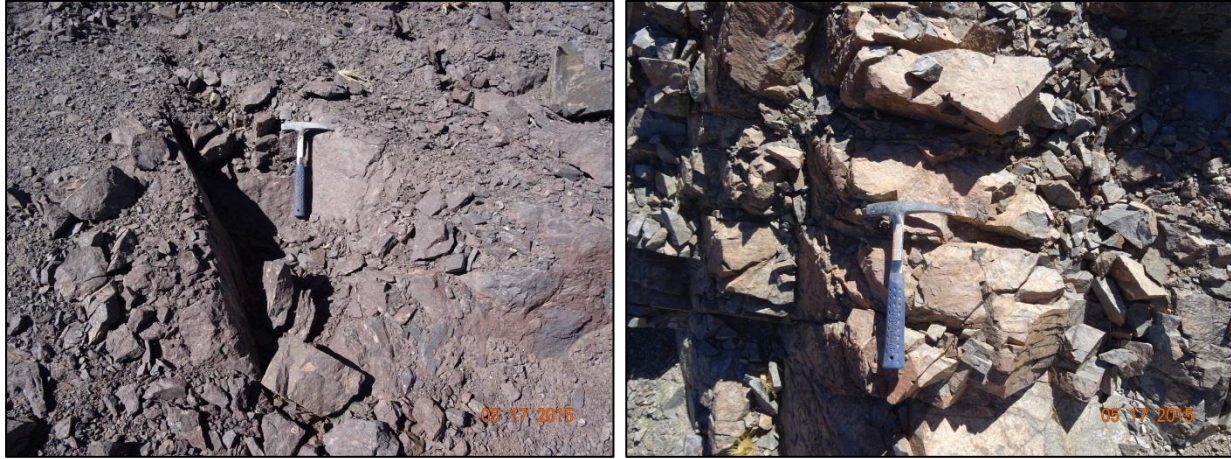
b.1) Geología

La geología de la cordillera, sector en el que se proyecta la variante de la ruta A-97B (Planos 3.2.4-04 y 3.2.4-05), se compone de tobas de la Ignimbrita Huasco (TMih) sobre depósitos de piedemonte. Hacia el sector de la cumbre del cerro Coposa, la geología se compone de unidades de granito y riolitas y dacitas de la Formación Collahuasi, intruidas por cuerpos intrusivos riolíticos y monzonitas cuarcíferas las cuales se encuentran cubiertas parcialmente por depósitos de piedemonte. Por otro lado, la geología del sector Cerro Quitala se compone casi en su totalidad por andesitas porfíricas y brechas piroclásticas de flujo del Miembro Superior de la Formación Cerro Empexa (Ksce(a)).

El comienzo de las obras del Área Obras Lineales contiguo al Área Mina (Planos 3.2.4-03 y 3.2.4-07), se emplazan riolitas y dacitas porfíricas de la Formación Collahuasi del Carbonífero Superior - Triásico Inferior y los cuerpos subvolcánicos asociados a esas riolitas. Hacia el oeste atraviesa

unidades cretácicas como la Formación Cerro Empexa, de rocas volcánicas andesíticas, como lo muestra la Figura 3.2.4-15.

Figura 3.2.4-15. Andesitas porfídicas de la Fm. Cerro Empexa



Fuente: MWH, 2015

Continuando hacia el Oeste, el trazado de las obras lineales atraviesa por unidades jurásicas continentales y marinas. Por aproximadamente 20 km se emplaza en una sucesión de lutitas rojizas y areniscas pardas de la Formación Quehuita, la cual hacia el Oeste se denomina como Formación Chacarilla (JKch) (Carta Guatacondo). Entre el cerro Cagua y cerro Guatacondo, la Fm. Quehuita se encuentra intruida por unidades de granodiorita de biotita (Figura 3.2.4-16).

Figura 3.2.4-16. Intrusivos granodioríticos en Formación Quehuita



Fuente: MWH, 2015

En la Figura 3.2.4-17 se observa el contacto discordante entre las areniscas plegadas de la Fm. Quehuita y las sedimentitas de la Fm. Tolar, los estratos se encuentran altamente plegados, con trazas axiales de orientación que varía de N-S a NO-SE. Este sector de areniscas plegadas

incluye varias fallas inversas de desarrollo local que no exceden los 6 a 8 km de largo, y exhiben rumbos paralelos a las trazas axiales de los pliegues.

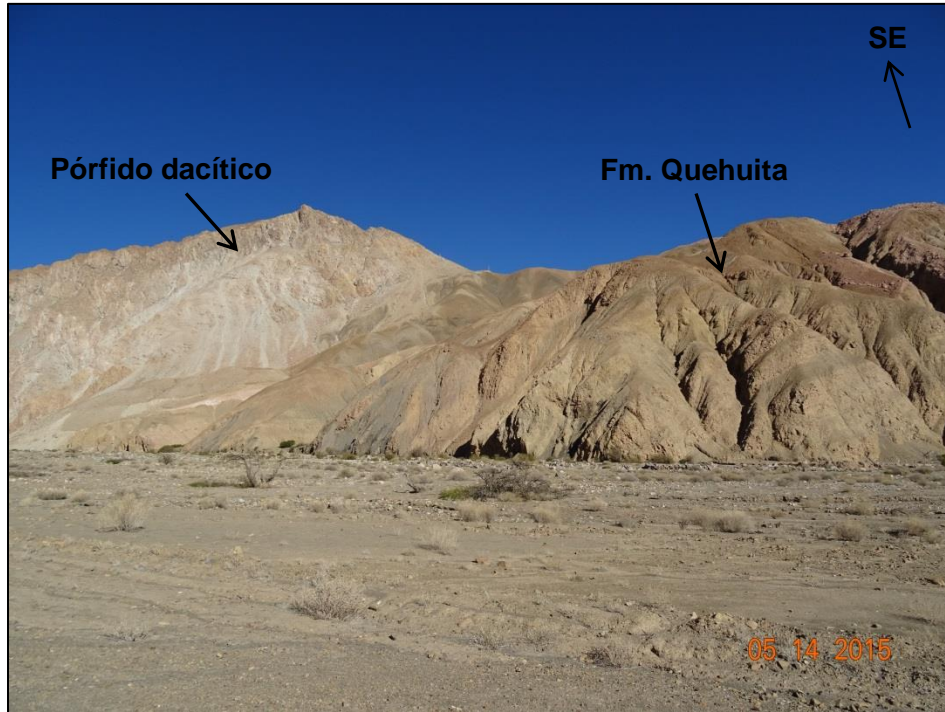
Figura 3.2.4-17. Areniscas plegadas de Fm. Quehuita en discordancia angular con Fm. Tolar



Fuente: MWH, 2015

Hacia el Oeste se observan cuerpos dacíticos a riolíticos que intruyen a la Fm. Quehuita (Figura 3.2.4-18) y han provocado en la roca alteración cuarzo-sericítica y silicificación producto de fenómenos hidrotermales.

Figura 3.2.4-18. Contacto entre Pórfido dacítico del Eoceno y Formación Quehuita



Fuente: MWH, 2015

Continuando hacia el Oeste (ver Plano 3.2.4-07), el trazado se interna en la facie continental de la Formación Quehuita, o Formación Chacarilla, la cual sobreyace en discordancia angular a Formación Cerro Empexa en este sector, de la cual se observan algunos afloramientos volcánicos compuestos de pórfidos dacíticos, con fenocristales de plagioclasas y cuarzo (ver Figura 3.2.4-19).

Figura 3.2.4-19. Lutitas y limolitas continentales de Formación Quehuita.



Fuente: MWH, 2015

Hacia el Oeste, en el trazado del Concentraducto y del Sistema de Transporte de Agua Desalinizada, en el sector de cerro Catiña, afloran facies sedimentarias gruesas de la Fm. Cerro Empexa, compuestas por conglomerados, y facies finas compuestas por areniscas de grano medio. Sobre yaciendo a esta última se encuentran los depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno (Mpg3), compuestos de areniscas de guijarro bien seleccionadas, polimicticas, intercaladas con areniscas medias a finas y niveles delgados de ignimbritas (Figura 3.2.4-20).

Figura 3.2.4-20. Gravav y arenas de los Depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno



Fuente: MWH, 2015

Hacia el Oeste dichos depósitos se engranan con los depósitos aluviales del Pleistoceno-Holoceno. Estos depósitos aluviales antiguos forman una amplia unidad que rellena la pampa, conformados por un diamicto polimíctico de bolones, cantos y guijarros en matriz de arena, masivos y sin imbricación, con numerosos lentes de guijarros clasto-soportados. Estos, a su vez, se encuentran disectados por flujos aluviales activos.

Continuando el trazado del Concentraducto y Acueducto hacia el Noroeste (ver Plano 3.2.4-08 3.2.4-09), éstos atraviesan depósitos dunarios activos que se acumulan en el cerro Challacollo migrando hacia el Noreste según la dirección del viento predominante. En el cerro Challacollo afloran areniscas estratificadas de la Formación El Diablo (Jsch), con algunos niveles evaporíticos y cenizas. Luego, aproximadamente por 18 km el trazado se interna en rellenos aluviales del Cuaternario, algunos depositados recientemente. Luego, cruza los depósitos evaporítico-detríticos del Salar de Bellavista, al Sur del Salar de Pintados, a través de sus facies clásticas, de cloruros y sulfatos. A partir de la Sub-estación Lagunas y Oficina Bellavista hacia el Oeste (ver Plano 3.2.4-10), el trazado cruza la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa. Por alrededor

de 30 km la geología de la Cordillera de la Costa se compone de andesitas porfídicas del Triásico-Jurásico de la Formación Estratos de Sierra Laguna (TrJsl), intrusivos hipabisales del Triásico Superior-Jurásico Inferior (TrJh) y Cretácico Inferior bajo (Kibh) y lavas andesítico-basálticas a andesíticas de la Formación Oficina Viz (Jimov). Los afloramientos observados de la Formación Estratos de Sierra Laguna son andesitas porfídicas con fenocristales de plagioclasas y piroxenos en una masa fundamental color gris a violeta (Figura 3.2.4-21). Esta unidad se encuentra intruida por un cuerpo hipabisal coetáneo asociado con una fase volcánica de la Fm. Estratos de Sierra Laguna.

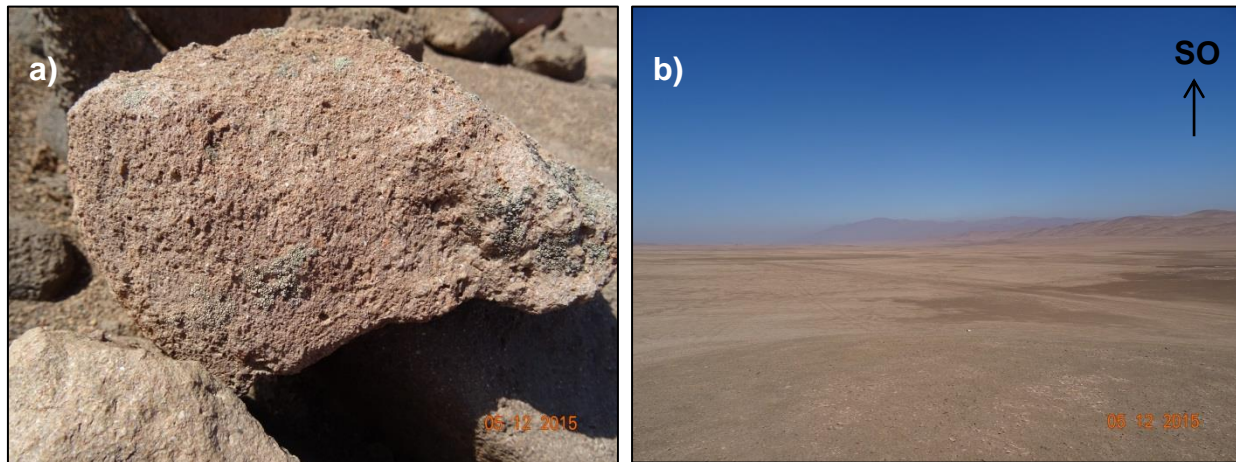
Figura 3.2.4-21. Andesitas porfídicas de Fm. Estratos de Sierra Laguna



Fuente: MWH, 2015

Hacia el Oeste aparecen afloramientos de areniscas volcanoclásticas calcáreas y lavas basálticas de la Formación Caleta Lígata (Jmcl), en el sector Oeste y Norte de Salar Grande (ver Plano 3.2.4-11). Las areniscas son de grano grueso de clastos calcáreos y líticos, que varían de 1 a 5 mm. También se observan areniscas tobáceas sin fragmentos calcáreos. Entre estos depósitos volcánicos y volcanoclásticos de edad triásica a jurásica, se desarrollan amplias cuencas intermontanas de orientación N-S de relleno sedimentario de edad oligocena-pliocenica (Formación Gravas de Alto Hospicio (OPah)) (Figura 3.2.4-22a) sobreyacidas paraconcordantemente por depósitos aluviales del Pleistoceno-Holoceno. Estas gravas, tamaño guijarro a cantos, son matriz-soportadas en arena gruesa, con intercalaciones de limos. A lo largo del sector, se observan intercalaciones de costas salinas. Esta unidad es la de mayor extensión en la Cordillera de la Costa (Figura 3.2.4-22b).

Figura 3.2.4-22. a) Areniscas de Fm. Estratos de Sierra Laguna, b) Cuencas intermontanas con relleno de Gravas de Alto Hospicio



Fuente: MWH, 2015

b.2) Geomorfología

Las unidades geomorfológicas de esta área se disponen de Este a Oeste en: peneplanicie, cordones longitudinales de la Precordillera, pedimento antiguo, pediplanicie secundaria, glaciares de sedimentación de la Pampa del Tamarugal, cerro testigo, mantos deyeccionales antiguos, salar, sierras o cordones longitudinales, valles o cuencas intermontanas de la Cordillera de la Costa y acantilado costero.

- Unidades geomorfológicas

Peneplanicie:

Como se observa en la Figura 3.2.4-23, la unidad se presenta como un terreno casi plano, que de acuerdo al ciclo de evolución del relieve, en pasadas épocas geológicas formaba cordilleras, las cuales a través del tiempo han quedado rebajadas por la erosión. Las pendientes varían de muy suaves (5°) a pendientes más altas (10° a 15°) y la altitud de 4.100 hasta los 4.500 m. En este sector la escorrentía superficial es escasa, por tanto, los procesos geomorfológicos que actúan en esta unidad tienen que ver con ciclos diarios de temperaturas extremas que meteorizan las rocas y con eventos de precipitaciones intensas ocurridas en periodos de tiempo cortos (horas). Dentro de la unidad se pueden identificar laderas de roca expuesta o cubierta por coluvio. En la peneplanicie, se evidencian principalmente procesos de erosión eólica y en menor medida, erosión hídrica de flujos no canalizados de tipo manto.

Figura 3.2.4-23. Unidad Peneplanicie

Fuente: MWH, 2015

Cordones longitudinales de la Precordillera:

Como se observa en la Figura 3.2.4-24, la unidad se caracteriza por presentar un relieve abrupto compuesto por una serie de cordones de orientación N-S, los cuales forman parte de la Sierra de Moreno y Sierra del Medio. Las altitudes varían de 2.600 a 4.170 m.s.n.m. En esta unidad, los procesos aluviales son los de mayor relevancia. Se encuentran formas asociadas al proceso de incisión de los ríos permanentes y temporarios, como valles o quebradas profundas en forma de V, y formas de acumulación como los conos y abanicos aluviales, los cuales se activan en periodos de lluvias intensas relacionadas al invierno altiplánico.

Figura 3.2.4-24. Cordones longitudinales precordilleranos

Fuente: MWH, 2015

Pedimento antiguo:

Como se observa en la Figura 3.2.4-25, la unidad se compone por una coalescencia de planos inclinados que conecta el ámbito cordillerano con las pampas de la depresión intermedia. Se desarrolla entre las cotas 1.500 y 2.500 m.s.n.m., interrumpida por las incisiones de las quebradas que nacen en la precordillera y cordones prealtiplánicos, de las cuales, las principales son Quebrada Maní, Q. Pintados y Q. Guatacondo. Los procesos geomorfológicos reinantes son la depositación de sedimentos aluviales, la incisión de quebradas durante periodos de lluvias extremas y el transporte y depositación de arenas de origen eólico. Dentro de este sector es posible identificar abanicos aluviales, lechos de inundación de las quebradas principales y cerros testigos. Los cerros testigos corresponden a relieves residuales aislados por la erosión, indicadores de la evolución de un relieve de cuevas que retrocede hacia el arco montañoso.

Figura 3.2.4-25. Pedimentos y Cerro Testigo

Fuente: MWH, 2015

A partir de la erosión de la unidad de pedimento, se han formado una serie de amplios planos depositacionales, denominados como pediplanicies secundarias que inciden en el pedimento, y a su vez se encuentran incididas por las quebradas, formando una serie de terrazas fluviales y/o aluviales.

Glacis de sedimentación de la Pampa del Tamarugal:

Corresponde a una meseta donde se ubican la mayoría de los salares y depósitos de salitre. Las altitudes varían de 900 a 1.300 m.s.n.m, y las pendientes de 0 a 5°. El proceso geomorfológico predominante en este sector corresponde a la acción del viento, como agente de erosión y depositación de arenas en forma de mantos y dunas barkjanoides (Figura 3.2.4-26). Como procesos morfogenéticos menos activos y/o de menor energía, cuenta la formación de depósitos evaporíticos en forma de costras y la depositación de flujos aluviales distales que provienen de la precordillera en forma de mantos de deyección antiguos de material arcilloso (*sheet flood*) (Figura 3.2.4-27).

Figura 3.2.4-26. Formas dunarias (barkjanoides)



Fuente: MWH, 2015

Figura 3.2.4-27. Mantos deyeccionales antiguos



Fuente: MWH, 2015

El principal depósito salino corresponde al Salar de Bellavista compuesto por facies de depósitos de sales cloruradas y sulfatadas y una facie de transición hacia sedimentos aluviales que dan cuenta de procesos geomorfológicos pasados con una condición climática más húmeda que la actual, por lo tanto se encuentran hoy inactivos.

Sierras o cordones longitudinales y valles o cuencas intermontañas de la Cordillera de la Costa:

El sector de cordillera de la Costa se caracteriza por presentar una serie de sierras o cerros de orientación N-S y NNW labrados en rocas antiguas mesozoicas. Generalmente, las cumbres de dichos cordones son suaves, con alturas que varían entre los 700 a 1.400 m.s.n.m y altamente erosionadas. En las cuencas entre los cerros se forman frecuentemente depósitos salinos y aluviales. Entre estos cordones se desarrollan valles longitudinales o cuencas cerradas que actúan como bolsones sedimentarios. Por otro lado, este relieve presenta un control estructural de un sistema de fallas normales e inversas. Desde el punto de vista morfodinámico, los procesos que se observan en esta unidad no presentan gran intensidad. El agente erosivo de mayor relevancia es el viento.

Acantilado costero:

Por último, el acantilado costero (Figura 3.2.4-28) se caracteriza por presentar un escarpe abrupto que se suaviza hacia el mar. Aproximadamente a la latitud del proyecto, el farellón costero tiene una altitud promedio de 700 m. En ella se intercalan algunas formas de depositación eólica, junto con incisiones y abanicos aluviales inactivos.

Figura 3.2.4-28. Acantilado costero



Fuente: MWH, 2015

b.3) Riesgos Geológicos

- Riesgo de remociones en masa

Los riesgos de remociones en masa en esta área del Proyecto es el de flujos de barro a lo largo de los cauces de quebradas principales, normalmente secos, los que se originarían por precipitaciones en el sector de la Precordillera, siendo mayormente intensos en las quebradas, Maní, Pintados y Guatacondo. En general estos eventos ocurren entre los meses de noviembre y febrero, reflejando eventos breves e intensos, asociados al Invierno Altiplánico. Las obras que podrían ser potencialmente afectadas por estos flujos son los caminos que cruzan dichas quebradas (Figura 3.2.4-29).

Figura 3.2.4-29. Cortes de camino por crecidas en quebrada Maní



Fuente: MWH, 2015

Con pendientes de 22-25%, podrían eventualmente generarse en la precordillera inestabilidades tales como caídas de bloques y/o deslizamientos locales, producto de precipitaciones intensas en los fondos de quebradas, las cuales generan extensas cárcavas en el terreno (Figura 3.2.4-29).

Tal y como se observa en los Planos 3.2.4-33 al 3.2.4-41, la mayor parte del Área Obras Lineales presenta riesgos de remoción en masa categorizados como Bajo, debido a las pendientes suaves y materiales con baja susceptibilidad al deslizamiento.

- Migración de dunas

Es el movimiento de las dunas debido al efecto del viento, lo cual puede causar serios problemas, como: la invasión de nuevos terrenos, obstrucción y ocultación de carreteras y vías de comunicación, invasión de áreas pobladas. En el área del Proyecto, este fenómeno se observa en el sector Este de cerro Challacollo, donde la morfología de dunas predomina en la geomorfología del sector (ver Plano 3.2.4-38).

c) Área Pampa

c.1) Geología

El Área Pampa (Plano 3.2.4-09) se identifican depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno (Mpg3), compuesto por sucesiones de gravas matriz-soportadas mal seleccionadas, arenas gruesas guijarrosas rosadas y limos gruesos, con intercalaciones de ignimbritas miocénicas (Figura 3.2.4-30). Los cerros de Chojá corresponden a cuerpos intrusivos del Paleoceno-Eoceno compuestos por granodioritas de anfíbol melanocráticas a dioritas gris oscuras. Las rocas se encuentran poco meteorizadas, afectando sólo su superficie en forma de “pátina”. De manera muy local se observan rocas con alteración hidrotermal con piroxenos alterados a clorita (Figura 3.2.4-31).

Figura 3.2.4-30. Depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno



Fuente: MWH, 2015

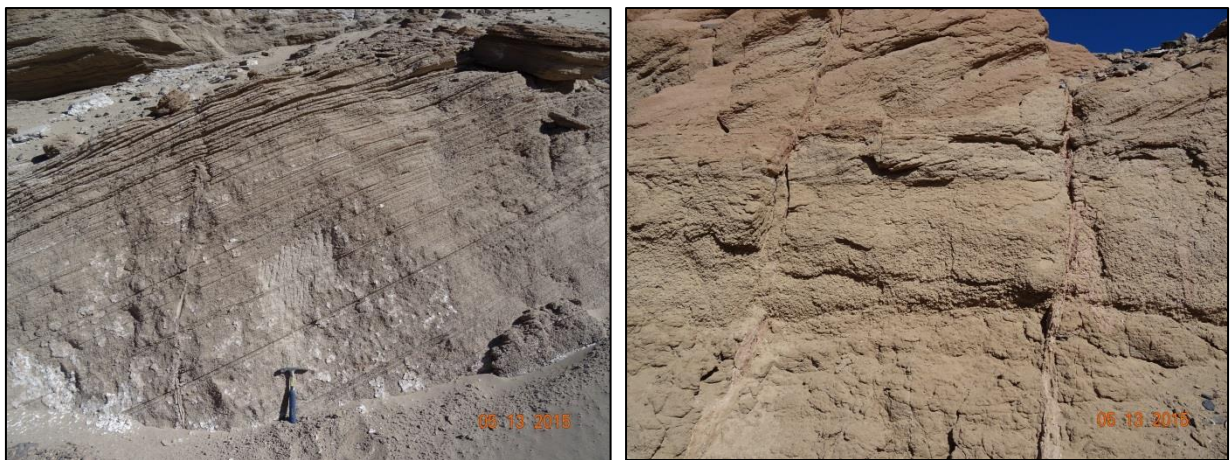
Figura 3.2.4-31. Granodioritas de cerros de Choja. Se aprecia una pequeña falla de rumbo N75°W y manteo cercano a 80°N



Fuente: MWH, 2014.

Hacia el Este del Área Pampa, aparecen secuencias sedimentarias de los Depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno. Estos depósitos son correlacionables con el Miembro 5 de la Formación Altos de Pica. Estos depósitos se caracterizan por presentar facies de gravas y arenas guijarrosas y facies de arenas bien seleccionadas laminadas de origen eólico. Se observan dichas arenas de origen eólico (Figura 3.2.4-32), con estratificación cruzada planar o artesa, en láminas centimétricas que forman sets decimétricos que mantean hacia el SSE.

Figura 3.2.4-32. Arenas eólicas de Depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno



Fuente: MWH, 2015

Esta unidad hacia el oeste se compone de arenas guijarrosas, lentes de gravas clasto-soportadas y capas de arenas limosas, la cual se encuentra disectada y engranada hacia el oeste por los Depósitos aluviales del Pleistoceno-Holoceno (PIHa). Esta unidad se encuentra extensamente desarrollada y forma un amplio pedimento que se engrana con los depósitos aluviales y eólicos modernos.

c.2) Geomorfología

Mediante la fotointerpretación de imágenes satelitales y el reconocimiento en terreno se han identificado las siguientes unidades geomorfológicas: Cerro Testigo, pedimento antiguo, pediplanicie secundaria y lecho de inundación o lecho mayor (Plano 3.2.4-29).

- Unidades geomorfológicas

Cerro Testigo:

La unidad de cerro testigo corresponde a aquellas unidades rocosas intrusivas o sedimentarias residuales más antiguas que han quedado aisladas por la erosión. Es el caso de los cerros de Challacollo y Cerros de Choja, el cual está compuesto de un sustrato de granodioritas y monzodioritas del Cretácico el cual ha quedado sepultado por una extensa unidad de sedimentos aluviales del Mioceno-Plioceno (Figura 3.2.4-33). La altitud máxima de estos cerros es de 2.000 a 2.100 m.s.n.m. con una pendiente promedio de 30°. En los cerros testigos actualmente no se evidencia el accionar de procesos geomorfológicos activos. Los flujos de escorrentía formados por las precipitaciones estacionales del invierno altiplánico estarían asociados a grandes cauces de agua, como Choja/Maní, y no a los lechos secos y más pequeños que hay en esta zona.

Figura 3.2.4-33. Cerros de Choja

Fuente: MWH, 2015

Pedimento antiguo:

La unidad de pedimento antiguo corresponde a una yuxtaposición de planos inclinados detríticos, que pueden estar contruidos sobre una roca fundamental inclinada o tener un origen puramente detrítico. La formación de un pedimento se debe a procesos de erosión y transporte de materiales en manto o *sheet flood*, por el cual el agua se esparce como un flujo laminar. A esto se agrega la arroyada difusa del tipo *rill wash*, a través de pequeños canales anastomosados. También la coalescencia de grandes conos de deyección contribuye a la formación de glaciares y pedimentos (ver Figura 3.2.4-34). En el sector Este de Cerros de Choja el pedimento se une con la red de drenaje que proviene de la precordillera y desagua hacia las quebradas principales. Este piedemonte suaviza el quiebre de pendiente que podría haber en el contacto del cerro con los planos inclinados.

A partir de la erosión de la unidad de pedimento, se han formado una serie de amplios planos depositacionales, denominados como pediplanicies secundarias que inciden en el pedimento, y a su vez se encuentran incididas por las quebradas, formando una serie de terrazas fluviales y/o aluviales.

Figura 3.2.4-34. Unidad de pedimento

Fuente: MWH, 2015

Lecho de inundación o lecho mayor:

Las quebradas identificadas en el Área Pampa, son ocasionalmente activas durante el invierno altiplánico. Cabe señalar que la Quebrada Choja (fuera del área de influencia), presenta cambio en el nombre al Oeste de los cerros de Choja (Depresión Central), pasando a llamarse Quebrada de Maní (ver Figura 3.2.4-35). Dichas quebradas presentan desniveles cercanos a 100 metros entre los fondos de sus valles y el nivel de base del Área Pampa, según el modelo de elevación Aster y el análisis de las imágenes satelitales proporcionadas por Google Earth. Lo más notable desde el punto de vista geomorfológico, reside en el hecho de que la quebrada central ha labrado un cauce con escurrimiento hacia la pampa a través del macizo de rocas intrusivas, lo cual puede apreciarse en varios sectores.

Figura 3.2.4-35. Quebrada Maní

Fuente: MWH 2015

c.3) Riesgos Geológicos

Por sus características geomorfológicas, el Área Pampa (ver Plano 3.2.4-39) no se encuentra expuesta directamente a eventos de flujos de detritos o barro por precipitaciones. Los extensos glacis y pedimentos que constituyen el rasgo geomorfológico predominante, se formaron en épocas climáticas más favorables para la formación de canales fluviales, los cuales actualmente son inactivos y sin capacidad de transporte. Es por lo anterior, que la mayor parte del Área Pampa se categoriza como con riesgo Muy Bajo de remoción en masa.

Sin embargo, ante eventos de crecidas aluvionales los cauces secos presentes en la quebrada Maní, podrían activarse, lo cual queda reflejado con categorías de riesgos de remoción en masa de Moderado y Alto. Por otro lado, en Cerros de Choja, si bien las pendientes son lo suficientemente altas (20-35°), no se observaron sectores susceptibles de caídas de rocas ni deslizamientos en las laderas del cerro que afectaran obras del Proyecto, por lo que estas áreas quedan categorizadas como zonas de riesgo Moderado.

d) Área Puerto

d.1) Geología

La geología del Área Puerto (Plano 3.2.4-11) consiste en un basamento rocoso jurásico conformado por dioritas del intrusivo Diorita Patache (Jsp), las cuales están cubiertas por depósitos de guano, litorales y eólicos pleistocénicos y holocénicos. Dichas dioritas son ricas en cuarzo, con presencia de vetillas, de grano medio, inequigranulares e hipidiomórficas (sólo

algunos minerales caros propias). Los granos minerales observados a simple vista corresponden a un 50% de plagioclasas, 30% de anfíboles y piroxenos y un 20% de cuarzo. Los afloramientos se encuentran con una meteorización media pero altamente fracturados, mostrando un patrón ortogonal como suelen exhibir los afloramientos costeros. Este basamento rocoso se engrana con arenas conglomerádicas que corresponden a depósitos litorales pleistocénicos en contacto erosivo (Figura 3.2.4-36). Por la forma del contacto discordante entre ambas unidades, es posible pensar que estos depósitos litorales corresponden a eventos de paleotsunamis.

Figura 3.2.4-36. Diorita Patache y depósitos litorales



Fuente: MWH, 2015

Hacia el murallón del acantilado, se observan afloramientos de lavas andesítico-basálticas afaníticas de color gris azulado a gris verdoso asignados a la Formación Oficina Viz (Jimov), las cuales se encuentran altamente alteradas a epidota.

Por otro lado, los depósitos del Pleistoceno-Holoceno corresponden a areniscas calcáreas, conglomerados y coquinas de bioclastos de tamaño medio a grueso. Los depósitos eólicos se presentan en forma de mantos de arena, los cuales cubren gran parte de los depósitos coluviales acumulados al pie del acantilado.

d.2) Geomorfología

Las unidades geomorfológicas presentes en Área Puerto (ver Plano 3.2.4-31) son: terrazas marinas, manto eólico costero, planicie costera, acantilado costero y abanico/conos aluviales.

- Unidades geomorfológicas

Terrazas marinas:

Las terrazas marinas identificadas se caracterizan por presentar un relieve irregular compuesto por promontorios rocosos sobre los cuales es posible, en ciertos sectores, delinear antiguas líneas de costa (paleolíneas de costa). Estas terrazas son indicadores de fluctuaciones del nivel del mar producto de un efecto combinado de procesos tectónicos de solevantamiento y subsidencia propios de una zona de subducción, y de cambios climáticos que generaron un aumento en el nivel del mar producto del derretimiento de los glaciares, generando una serie de regresiones y transgresiones marinas asociadas al período Cuaternario (Figura 3.2.4-37).

Figura 3.2.4-37. Terrazas marinas y manto eólico en sector Puerto



Fuente: MWH, 2015

Manto eólico:

El manto eólico costero consiste en una forma de acumulación al pie del acantilado, compuesto por sedimentos finos transportados por el viento, constituyendo arenas no consolidadas y bien seleccionadas, de granulometría media a fina, las que cubren gran parte de los depósitos coluviales. Estas acumulaciones en esta área no son formadoras de dunas, no así hacia el sur de Punta Patache, fuera del área del Proyecto, donde forman algunos campos de barjanes.

Planicie Costera:

La planicie costera es una franja del relieve que se sitúan entre la Cordillera de la Costa y el Océano Pacífico a lo largo de todo el litoral (Börgel, 1983). En el Norte de Chile, su origen es fundamentalmente por el retroceso del gran acantilado durante la importante transgresión del Plioceno Medio a Superior (Paskoff, 1978-1979).

Acantilado costero:

El acantilado costero, o también llamado Gran Escarpe Costero en la literatura, es el rasgo morfoestructural más importante que define el contexto geomorfológico de todo el sector Puerto, y en general, de toda la costa del Norte de Chile. En el área de influencia, alcanza un rango de altitud que va de los 770 m hasta los 150 m, con una pendiente promedio alrededor de los 22 a 24°. En un perfil longitudinal, el acantilado va disminuyendo de altitud hacia el norte, desde los 770 m en el sector de Alto Patache hasta los 460 m.s.n.m., cerca de la ruta A-750, o “Ruta de la Sal”. Se dispone en sentido N-S, cambiando hacia un sentido NO-SE inmediatamente al sur de Punta Patache, fuera del área de influencia. Con respecto al origen y evolución del Gran Escarpe Costero todavía está en discusión, para esto hay por lo menos tres importantes postulados: el primero, sugiere actividad tectónica caracterizada por zonas de fallas normales de orientación N-S y manteos hacia el occidente (Brüggen *et al.*, 1950; Armijo *et al.*, 1990). El segundo, propone exclusivamente la abrasión marina a partir del Plioceno (Mortimer *et al.*, 1972). Por último, se postula un efecto combinado entre actividad de fallas durante el Mio-Plioceno y un posterior retroceso por la acción del mar durante el Plio-Cuaternario (Paskoff, 1978-1979).

Abanicos/conos aluviales:

Por último, en el acantilado se forman algunos abanicos o conos de sedimentos finos parcialmente cubiertos por el manto eólico, que provienen del escarpe. En su superficie muestran huellas de erosión por flujos e incisiones poco profundas, los cuales no son activos actualmente.

d.3) Riesgos Geológicos

- Riesgo de remociones en masa

El riesgo de remociones en masa en el Área Puerto (ver Plano 3.2.4-41), específicamente de potenciales flujos detríticos, estaría asociado, por una parte, a precipitaciones intensas en la parte alta de farellón costero. Para este sector no se cuenta con registros de su ocurrencia, incluso para eventos de gran magnitud como el evento de aluvión de Antofagasta en 1991. En relación a este tipo de fenómenos, el riesgo aumenta si se emplaza al pie de abanicos aluviales y conos de deyección a la salida de quebradas con un fuerte desnivel tipográfico. La mayor presencia de abanicos aluviales se concentra en la parte norte, donde el Concentraducto se acerca a la Ruta A-750, no obstante estos conos son de poca envergadura y en sus ápices no se observan evidencias de activación ante lluvias. Por tanto, en Área Puerto, su geomorfología no cuenta con las condiciones mencionadas para ser afectado por flujos de detritos.

Otro factor gatillante de remociones es el sísmico. Las principales fuentes de riesgo probabilístico para el Puerto son sismos que ocurren sobre las fuentes de subducción de interface y fuentes de subducción de intraplaca superior, los cuales ocurren aproximadamente a 40-50 km del Puerto. El período de recurrencia de sismos de subducción de magnitud M_s máxima 8,9 es de 200 años, mientras que para sismos de magnitud M_s 7,5 de tipo intraplaca es de 160 años (Golder, 2011). En cuanto a las fallas mapeadas en corteza sólo tienen una contribución menor en el riesgo. En cuanto a las observaciones en terreno e imágenes satelitales sobre el borde del acantilado, éstas no han hallado la presencia de grietas de tensión que puedan producir desplazamientos en masa de material detrítico.

- Riesgo de tsunami

Históricamente se conoce la ocurrencia de dos terremotos que generaron tsunamis en esta zona de Chile. Los registrados en 1869 y 1877, siendo el de 1877 el de mayor magnitud conocida y del cual se tienen registros históricos de un tsunami destructivo en la ciudad de Iquique. Actualmente, las cartas de inundación por tsunami que elabora el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada se realizan sólo en las localidades pobladas costeras mayormente afectadas por este tipo de eventos naturales extremos, por lo que en el área del Proyecto, los resultados de la modelación de la cota de inundación de la ciudad de Iquique proporciona sólo una referencia, ya que el alcance máximo de la inundación depende localmente de factores como la topografía del fondo oceánico frente a la costa, factores de rugosidad de la superficie emergida y orientación de costa.

De acuerdo a la Carta de Inundación de Iquique, en base a los parámetros sísmicos del evento de 1877, la altitud máxima de inundación es de 20 m en el centro de la ciudad, donde actúan factores de desaceleración del frente de ola producto del efecto que ejercen las construcciones. No obstante, en los sectores aledaños la inundación alcanza los 40 m, por lo tanto, de manera conservadora se considera esa cota como línea de inundación. Por tanto, todas las obras que se prolonguen por bajo esta cota podrían verse potencialmente afectadas.

3.2.4.6 Síntesis y Conclusiones

3.2.4.6.1 Área Mina

El Área Mina, en su porción oriental se localiza predominantemente sobre unidades volcánicas, volcano-sedimentarias y pórfidos, junto con flujos de lavas riolíticas-dacíticas. Hacia el noroeste de la mina y hacia el suroeste aparecen rocas sedimentarias que corresponden principalmente a calizas marinas de poca profundidad, areniscas calcáreas, areniscas, lutitas, calcilutitas y conglomerados que reflejan la evolución de una cuenca de trasarco extensional del Jurásico en el norte de Chile. Hacia el este de Falla Choja, esta secuencia de lutitas y areniscas se encuentra alterada y altamente subordinada a unidades volcánicas y sedimentarias continentales. Hacia el O y SE del Área Mina se encuentran las andesitas porfídicas, lavas dacíticas y brechas volcanoclásticas de la Fm. Cerro Empexa, que reflejan una activación del volcanismo hacia el Cretácico Superior. Además de las rocas estratificadas, se observaron complejos intrusivos, pórfidos riolíticos y granitoides. La migración hacia el Este del frente volcánico hasta su posición actual en la Cordillera Principal ha provocado una serie de depósitos de origen continental tales como gravas, arenas y limos correspondientes a la Formación Papajoy que se sitúan en cuencas a los largo de la Falla Oeste.

En cuanto a las estructuras geológicas, estas tienen estrecha relación con el trazado del Sistema de Falla Domeyko, de rumbo general norte-sur. Siendo las estructuras principales, la Falla Oeste y la Falla Macata, ambas ubicadas en el margen occidental del Distrito Quebrada Blanca. Respecto a la Falla Oeste, corresponde a estructura principal por el cual se emplazan los cuerpos mineralizados, brechas hidrotermales y brechas tectónicas.

En el Área, las obras se emplazan mayormente en un relieve peneplanizado que ha sido modificado por la acción erosiva de los cursos de agua que fluyen principalmente por Quebrada Blanca, Quebrada Llareta y Quebrada Jovita.

En relación a los riesgos geológicos que pueden afectar a las obras del Proyecto, estos son: riesgo sísmico, riesgo volcánico, caídas de rocas y deslizamientos en laderas inestables gatillados por sismos, flujos de detritos o barro gatillados por eventos meteorológicos en las quebradas. Sin embargo, se debe considerar que son áreas de poca extensión areal, de laderas confinadas, cuya capa de suelo o detritos susceptibles a movilizar es de poco espesor, todo lo cual reduce directamente la velocidad, energía y volumen, y por lo tanto el alcance de los potenciales flujos, lo cual fue evaluado por la Autoridad en las respuestas incluidas en las Adendas del proyecto "Estudio de Impacto Ambiental Actualización Proyecto Minero Quebrada Blanca" (Teck, 2014). Más aun considerando las actuales medidas de control de emergencias y manejo de aguas de escorrentía en Área Mina, que reducen considerablemente la vulnerabilidad física y ambiental. El riesgo por volcanismo es latente en el sector debido a la actividad de los volcanes Irruputuncu, Paruma y Olca, principalmente de este último debido a la cercanía que tiene del Área Mina del Proyecto.

3.2.4.6.2 Área Obras Lineales

El Área de Obras Lineales atraviesa diversos dominios geológicos, los cuales de Este a Oeste son: Secuencia volcano-sedimentaria, que está compuesto por una serie de depósitos volcánicos, como lavas y tobas y depósitos sedimentarios, como areniscas, conglomerados y por formaciones que presentan ambos tipos de depósitos. Posteriormente hacia el Oeste la geología se compone de secuencias sedimentarias marinas y continentales, plegadas y falladas por una serie de eventos deformativos en el período Jurásico Superior-Cretácico Inferior, seguido por depósitos aluviales y fluviales miocénicos, formando un amplio sistema de pedimentos y glaciares. Sobre esta unidad se desarrollan cuencas cerradas salinas engranadas con los depósitos aluviales. En la cordillera de la Costa, las Obras Lineales atraviesan unidades intrusivas del Triásico y Jurásico, con relleno de gravas del Oligoceno-Plioceno.

Las unidades geomorfológicas por las que atraviesa el Proyecto son: Ladera de roca expuesta o cubierta por coluvio, Cordones longitudinales de la Precordillera, Abanico/cono aluvial, Lecho de inundación o lecho mayor, Pedimento antiguo, Pediplanicie secundaria, Dunas, Cerro testigo, Glaciares de sedimentación de la Pampa del Tamarugal, Manto deyeccional antiguo (*sheet flood*), Sierras y cordones montañosos de la C. de la Costa y valles y cuencas intermontanas de la C. de la Costa.

En cuanto a los riesgos geológicos, en la parte alta de las quebradas, en la zona de Precordillera, el riesgo más alto corresponde al de flujo de barro debido a eventos meteorológicos extremos y deslizamientos debido a eventos erosivos (lluvias extremas) o sísmicos. Hacia el sector de pampa y cordillera de la Costa en general las obras no se emplazan en zonas de altos niveles de riesgos geológicos, siendo la movilización de dunas como el más latente. En cuanto al riesgo sísmico, éste aumenta a medida con la cercanía de la fuente de sismos de mayor magnitud como es la zona de interfase de subducción.

3.2.4.6.3 Área Pampa

El Área Pampa se emplaza sobre Depósitos aluviales del Mioceno Superior-Plioceno (Mpg3) y cuerpos intrusivos del Paleoceno-Eoceno (monzogranito) y de forma acotada sobre facies volcánicas de la Formación Cerro Empexa.

Las unidades geomorfológicas son: Cerro testigo (Cerros de Choja), pedimento antiguo, y lecho de inundación o lecho mayor (Quebrada de Maní).

En cuanto a los riesgos geológicos que potencialmente podrían afectar las obras del Proyecto, en general no se emplaza en zonas con niveles altos. El riesgo de flujo de barro en la Quebrada Maní es el más recurrente, el que se produce por eventos meteorológicos extremos, afectando principalmente los caminos de acceso.

3.2.4.6.4 Área Puerto

El Área Puerto se emplaza sobre rocas del basamento rocoso jurásico conformado por dioritas del intrusivo Diorita Patache, las cuales están cubiertas por depósitos de guano, litorales y eólicos pleistocénicos y holocénicos. En toda la planicie costera se observan afloramientos de lavas andesítico-basálticas asignados a la Formación Oficina Viz. En sector del borde costero predominan los depósitos de areniscas calcáreas, conglomerados y coquinas de bioclastos de tamaño medio a grueso.

Las unidades geomorfológicas son: terrazas de abrasión marina, manto eólico costero, planicie costera, acantilado costero y abanico/conos aluviales.

El riesgo geológico principal en el Área Puerto es el sísmico, cuyo efecto principal es la generación de tsunamis, los cuales pueden ser generados localmente o ser de campo lejano. A partir de los registros históricos, han ocurrido dos eventos destructivos, los terremotos y tsunamis de 1868 y 1877, de los cuales el último fue el de mayor magnitud debido a que el área de ruptura se encuentra frente a Iquique. En base a la carta de inundación de la ciudad de Iquique, se estima a modo de referencia una cota de inundación de tsunami de 40 m asociado a un sismo de similares características al de 1877. En cuanto al riesgo de flujos de detritos, estos se asocian a la presencia de abanicos o conos de deyección en la base del acantilado. La mayor presencia de estos abanicos aluviales se concentra en la parte norte, donde el Concentraducto se acerca a la Ruta A-750, no obstante estos conos son de poca envergadura y en sus ápices no se observan evidencias de activación ante lluvias.

3.2.4.7 Bibliografía

- Allmendinger, R.W., González, G. (2010). Neogene to Quaternary Tectonics of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, Vol. 495 (1–2): 93-110.
- Amigo, A., y. Bertín, D. (2013). Mapa Preliminar de Peligros Volcánicos Volcán Irruputuncu, Escala 1:50.000. Informe inédito, Programa de Riesgo Volcánico, Subdirección Nacional de Geología, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- ARCADIS. (2012). Estudio de Impacto Ambiental Quebrada Blanca Fase 2. Estudio elaborado para Compañía Minera Teck Quebrada Blanca. Capítulo 2 Línea de base, sección 2.7 Edafología y Calidad de Suelos.
- Armijo, R., Thiele, R. (1990). Active faulting in northern Chile: Ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters* 98: 40-61.
- Blanco, N., y Tomlinson A. (2013). Carta Guatacondo. Escala 1:100.000. Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 156.
- Börgel, R. (1983). Geografía de Chile, Tomo II: Geomorfología. Instituto Geográfico Militar: 182 p. Santiago.
- Brignardello, (1997). Proposición metodológica para la evaluación y zonificación integrada de riesgos naturales mediante la aplicación de Sistemas de Información Geográfica. *Revista de Geografía Norte Grande*, 24: 91-102.
- Brüggen, J. 1950. Fundamento de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar: 374 p.
- Carrizo, D.; González, G.; Dunai, T. (2008). Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y dataciones de superficies con ^{21}Ne cosmogénico. *Revista Geológica de Chile* 35 (1): 1-38.
- Castro, A., R. Marquardt., y Á. Zúñiga D. (2010). Peligros naturales en geositorios de interés patrimonial en la costa sur de Atacama. *Revista de Geografía Norte Grande*, 45: 21-39.
- CED. (2002). Anexo 5: Consultoría de apoyo para la creación de una base de datos sobre diversidad de la región de Tarapacá. Centro de estudios para el desarrollo. 271 p.
- Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, 2014. <http://www.sismologia.cl/seismo.html>.
- Charrier, R., Farías, M., y MaksaeV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1), 5–35.

- Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. (2014). Global Volcanism Program. [online]. Disponible en <http://www.volcano.si.edu>
- Golder Associates, (2011). Informe Análisis de Riesgo Sísmico y Diseño Recomendado de Movimientos Sísmicos. Presentado para Compañía Minera Teck Quebrada Blanca. N° doc. 058 Rev 0 ESP.
- Golder Associates. (2016a). Estudio de Clima y Meteorología. Preparado para Compañía Minera Teck Quebrada Blanca S.A. Doc 2003-RE-G-3105-R3.
- Golder Associates. (2016b). Modelo Hidrogeológico Conceptual Depósito de Relaves QB2. Preparado para Compañía Minera Teck Quebrada Blanca S.A. Doc1523140-072-R-Rev0
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Schneider, H. (2003). The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 321-342.
- Gonzalez-Ferrán, O. (1995). Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar. Universidad de Texas. 640 p.
- Hauser, A. (1993). Remociones en masa en Chile. Santiago: SERNAGEOMIN, boletín N° 45.
- Kausel E., y Campos J., (1992). The $M=8$ tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the Region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 72, 220—235.
- Lara, L., G. Orozco, A. Amigo y C. Silva. (2011). Peligros Volcánicos de Chile, escala 1:2.000.000. Serie Geología Ambiental n 13.
- Mora, R., Vahrson, W. y Mora, S. (1992). Mapa de Amenazas de Deslizamientos, Valle Central, Costa Rica. Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC).
- Mortimer, C., Saric, N. (1972). Landform evolution in the coastal region of Tarapacá province, Chile. *Revue de géomorphologie dynamique* 21 (4): 162-170.
- Nalpas, T., Townley, B. y Sanhueza, D. (2011). Influencia de un bloque rígido en un sistema de fallas de rumbo: modelamiento análogo. *Andean Geology* [online]. 2011, vol.38, n.1 [citado 2015-10-05], pp. 23-36. Disponible en: <http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S071871062011000100002&lng=es&nrm=iso>. ISSN 0718-7106.
- Opazo, E. (2014). Evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa en la ruta A-16, vía de acceso principal a la ciudad de Iquique (Región de Tarapacá). Memoria para optar

- al Título de Geólogo. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 120 p.
- Orozco, G., D. Bertin. (2013). Mapa Preliminar de peligros del complejo volcánico Olca-Paruma. Regiones de Tarapacá y Antofagasta, escala 1:75:000. Informe inédito, programa de Riesgo Volcánico.
- Paskoff, R. (1978-1979). Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del Norte Grande de Chile. *Revista Norte Grande* 6: 7-22.
- Quezada, J., J. Cerda, A. Jensen. (2010). Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean Geology* 37 (1): 78-109.
- Reyes N, Vidal A, Ramirez E, Arnason K, Richter B, Steingrimsson B, Acosta O, Camacho J., (2011). Geothermal Exploration at Irruputuncu and Olca Volcanoes Pursuing a Sustainable Mining Development in Chile. *GRC Transactions*, Vol. 35.
- Skarmeta J.J., (1991). Evolución de cuencas de trasarco en el norte de Chile: un análisis basado en el emplazamiento de diques y filones. 6° Congreso Geológico Chileno. Resúmenes expandidos, p. 649-653.
- Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA). (2012). Carta de Inundación por Tsunami. Ed. junio 2012.
- Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)
<http://www.sernageomin.cl/volcan.php?ild=33>.
- Subsecretaría de Desarrollo Regional y Administrativo (SUBDERE). (2011). Guía Análisis de Riesgos Naturales para el Ordenamiento Territorial.
- Teck (2014). Estudio de Impacto Ambiental Actualización Proyecto Minero Quebrada Blanca, capítulo 3 Línea de base, sección 3.2.5 Suelo.
- Tomlinson A., Blanco N., Maksaev V., Dilles J., Grunder A., Ladino M. (2001). Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca – Chuquicamata, regiones I y II (20°30'-22°30'S). Cartas Quebrada Blanca - Chuquicamata. Carta Quehuita, Copaquiri, Salar de Coposa, Ujina y Volcán Miño, escala 1:50.000, Sernageomin.
- Vásquez, P.; Sepúlveda, F. (2013). Cartas Iquique y Pozo Almonte, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.