

Golder Associates Inc.

4730 N. Oracle Road, Suite 210
Tucson, Arizona USA 85705
Telephone: (520) 888-8818
Fax: (520) 888-8817



**EVALUACIÓN DE RIESGOS GEOLÓGICOS
SUBCUENCAS DEL RIO CANITO Y DEL RIO TURBIO
PROYECTO PASCUA LAMA
SAN JUAN - ARGENTINA**

Presentado a:

*Barrick Exploraciones Arg. S.A.
Francisco de Villagra 531 Este
J5402CPI – San Juan, Argentina*

Presentado por:

*Golder Associates Inc.
4730 N. Oracle Rd. Suite 210
Tucson, Arizona, 85705*

24 de julio, 2006

043-2286

INDICE DE CONTENIDOS

1.0	INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	1
1.1	Alcance de Trabajo	1
1.2	Tareas Desarrolladas.....	1
1.3	Organización del Informe	2
2.0	POSICIÓN FISIAGRÁFICA.....	3
2.1	Topografía.....	3
2.1.1	Paleo-topografía e índices de Erosión	4
2.2	Clima.....	5
2.2.1	Historia de Glaciares	5
2.3	Geomorfología	7
2.3.1	Rocas	7
2.3.2	Geoformas Por Gravedad	8
2.3.3	Geoformas Glaciales	9
2.3.4	Geoformas Fluviales.....	9
2.3.5	Otras Geoformas	9
3.0	MARCO GEOLÓGICO.....	12
3.1	Posición Sismotectónica	12
3.2	Geología del Área del Proyecto	13
3.2.1	Litología e Historia Geológica	13
3.2.2	Estructura	14
3.2.3	Alteración Hidrotermal.....	14
3.2.4	Historia Sísmica	14
4.0	ESTUDIOS DE FALLAS ACTIVAS SOSPECHADAS.....	16
4.1	Introducción	16
4.2	Área de la Garita	17
4.2.1	Estudios de Superficie	17
4.2.2	Estudios Subsuperficiales.....	18
4.2.2.1	Trinchera N° 1 de la Garita	19
4.2.2.2	Trinchera N° 2 de la Garita	19
4.2.2.3	Profundidad del lecho de roca.....	20
4.2.3	Conclusiones	21
4.3	Área del Río Canito	21
4.3.1	Descripción de la Falla Activa Sospechada.....	21
4.3.2	Estudios de Campo	22
4.3.3	Conclusiones	22
4.4	Área del Río Turbio	23
4.4.1	Descripción de la Falla Activa Sospechada.....	23
4.4.2	Estudios de Campo	23
4.4.3	Conclusiones	24
5.0	MAPEO DE RIESGOS GEOLÓGICOS	25
5.1	Método de Estudio	25
5.2	Descripción de los Riesgos Geológicos.....	25

5.2.1	Flujo de detritos.....	25
5.2.1.1	Descripción del Proceso.....	25
5.2.1.2	Metodología para la Clasificación del Riesgo	26
5.2.1.3	Descripción de Riesgos Identificados.....	27
5.2.2	Deslizamientos Rotacionales.....	27
5.2.2.1	Descripción del Proceso.....	27
5.2.2.2	Metodología para la Clasificación del Riesgo	27
5.2.2.3	Descripción de Riesgos Identificados.....	28
5.2.3	Caída de Rocas.....	29
5.2.3.1	Descripción del Proceso.....	29
5.2.3.2	Metodología para la Clasificación del Riesgo	29
5.2.3.3	Descripción de los Riesgos Identificados.....	29
5.2.4	Deslizamientos de Detritos.....	30
5.2.4.1	Descripción del Proceso.....	30
5.2.4.2	Metodología para la Clasificación del Riesgo	30
5.2.4.3	Descripción de los Riesgos Identificados.....	31
5.2.5	Riesgos de <i>Outwash</i> de Alta Energía	32
5.2.5.1	Descripción del Proceso.....	32
5.2.5.2	Metodología para la Clasificación del Riesgo	32
5.2.5.3	Descripción de los Riesgos Identificados.....	32
5.2.6	Agua Subterránea Cercana a la Superficie	33
5.2.6.1	Descripción del proceso.....	33
5.2.6.2	Metodología para la Clasificación del Riesgo	33
5.2.6.3	Descripción de los Riesgos Identificados.....	33
5.2.7	Otros Riesgos Potenciales no Identificados en los Mapas	33
6.0	CONCLUSIONES	35
7.0	USO DE ESTE INFORME.....	37
8.0	REFERENCIAS	38

LISTA DE PLACAS

Placa 1	Mapa Geomorfológico
Placa 2	Mapa de Riesgos Geológicos

LISTA DE FIGURAS

Figura 2-1	Precipitación Equivalente Total Anual de El Indio
Figura 2-2	Rangos de Temperatura Mensual del Sitio de Lama
Figura 3-1	Terremotos y Fallas Principales en los Andes Centrales de Chile y Argentina
Figura 4-1	Mapa Topográfico del Área de la Garita
Figura 4-2	Perfiles Topográficos a lo largo de las Crestas de las Elevaciones en el Área de la Garita
Figura 4-3	Registro de la Trinchera #1 de la Garita
Figura 4-4	Registro de la Trinchera #2 de la Garita
Figura 4-5	Mapa de Elevación del Lecho de Roca
Figura 4-6	Mapa Topográfico del Área del Arroyo Canito
Figura 4-7	Secciones Transversales Topográficas en Arroyo Canito

LISTA DE APÉNDICES

Apéndice A	Fotografías del Sitio
------------	-----------------------

1.0 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Barrick Exploraciones Argentina, S.A. (BEASA) solicitó a Golder Associates Inc. (Golder) la preparación de una evaluación de riesgo para el Sitio del Proyecto Pascua Lama (el Sitio), en la provincia de San Juan, Argentina. El Sitio está ubicado de manera adyacente al Proyecto de Pascua, el cual se encuentra en la III Región de Chile. El Área del Proyecto combinado de Pascua Lama está ubicada en el límite internacional argentino-chileno. El Depósito de Pascua-Lama está ubicado en el borde norte de un corredor principal mineralizado conocido como el Cinturón o Faja de El Indio. Este cinturón, a lo largo del cual se encuentra una gran cantidad de importantes depósitos de metales preciosos, entre ellos el Depósito vecino de Veladero, se extiende 47 kilómetros hacia el sur de Pascua Lama hasta el Depósito de El Indio y el Depósito Tambo adyacente.

1.1 Alcance de Trabajo

El alcance del trabajo y el enfoque de la investigación propuesta fueron descritos en la proposición técnica de Golder, dirigida a Simon Catchpole, con fecha 26 de agosto de 2004 (Golder, 2004a). En esta evaluación de riesgos se incluía el desarrollo de un mapa de riesgos geológicos y la evaluación de fallas activas inferidas por Paredes (2002). Este trabajo de reconocimiento estuvo basado en fotografías aéreas, escala 1:30.000, e imágenes satelitales y cubría las cuencas de drenaje de Canito y Turbio. El alcance contemplaba dos fases para la realización del Trabajo:

- Fase 1 – recopilación, revisión y evaluación de datos sobre riesgos e interpretaciones disponibles en partir de fotografías aéreas e investigaciones anteriores; y
- Fase 2 – investigaciones de campo para verificar el mapeo de riesgos y la evaluación de fallas llevadas a cabo durante la Fase 1.

Los resultados de la Fase 1 fueron informados a BEASA en un memorando técnico del 11 de Octubre de 2004 con el título Lama Geologic Hazards Phase 1 Assessment (Golder, 2004b). Los resultados de la Fase 2, que incluyen un registro fotográfico (que se presenta en el Apéndice A) fueron presentadas en el informe de Golder del 11 de Febrero de 2005.

1.2 Tareas Desarrolladas

Licenciado Thomas Wythes, P.E., R.G.; y los Drs. Alan Hull, R.G., C.E.G. y Rustin Cabrera, miembros de Golder, se trasladaron al Campamento Veladero el día 29 de octubre de 2004. Las actividades de investigación del sitio incluyeron lo siguiente:

- Mapeo de la superficie y definición de la ubicación de las trincheras cerca de la Garita del límite internacional en los lugares en que Barrick había previamente identificado fallas activas sospechadas.
- Inspección y mapeo de superficie en otras dos áreas donde la presencia de fallas activas sospechadas había sido identificada en informes previos.
- Inspección de otras características de riesgos geológicos identificados durante la investigación de la Fase 1.
- El personal de Golder dejó el sitio el día 5 de noviembre de 2005. Durante su estadía en el sitio, dicho personal estuvo acompañado y asistido por el señor Pedro Silva, Geólogo de Barrick.

1.3 Organización del Informe

A continuación de esta sección introductoria, las Secciones 2.0 y 3.0 brindan una descripción del emplazamiento fisiográfico y geológico general del Sitio. Se incluye en el presente un análisis de las condiciones geológicas inferidas que pueden haber existido durante la formación de las geoformas actuales. La Sección 4.0 describe los estudios que hemos realizado en tres sitios donde se había identificado previamente evidencia de fallas activas. La Sección 5.0 describe el mapa de riesgos geológicos y los métodos empleados en su desarrollo. Se describe cada clase de riesgo geológico como así también la distribución de las características identificadas. La Sección 6.0 presenta las conclusiones de las investigaciones de la Fase 2. Las fotos del Sitio se muestran en el Apéndice A.

2.0 POSICIÓN FISIAGRÁFICA

2.1 Topografía

El Sitio está ubicado en los altos Andes centrales a una latitud sur aproximada de 29° 20' y a 69° 54' de longitud oeste. El Sitio ocupa parte de las cuencas de drenaje de los Ríos Turbio y Canito y se extiende aproximadamente 10,6 km hacia el este desde la cresta de la Cordillera de los Andes. La elevación del Sitio oscila entre los 3.750 metros sobre el nivel del mar (msnm) a la altura de la confluencia del Río Turbio y el Río Taguas, y 5.120 msnm a la altura del límite continental. El total del área de la cuenca es de aproximadamente 48 kilómetros cuadrados. La fotografía 2-1 muestra la vista este del Valle Turbio desde una zona cercana al límite continental.

Las terrazas aluviales y los depósitos de grava y arena subyacentes ocupan la base del valle principal. El Valle del Río Turbio tiene numerosos escalones o gradas. Hacia el oeste de la confluencia del Río Taguas, el Río Turbio ocupa un canal de paredes empinadas con una pendiente de aproximadamente 6 por ciento. El canal corta o incide aproximadamente 15 metros (m) dentro de antiguos depósitos de morrenas terminales. Cerca de la confluencia del Río Canito y el Río Turbio se encuentra una amplia planicie de grava aluvial con una pendiente de aproximadamente 2 por ciento. Sobre la confluencia con el Río Canito, el Río Turbio vuelve a ocupar un canal de paredes empinadas incidido en depósitos de morrenas laterales con una pendiente del canal de aproximadamente 5 por ciento. Aguas arriba de esta área, el Valle del Turbio medio se ensancha formando una planicie con una pendiente de aproximadamente 4 por ciento.

El canal activo del Río Turbio medio está incidido aproximadamente 3 m dentro de gravas que están cementadas por óxidos de hierro (ferricreta). La profunda incisión del canal tiene paredes laterales verticales. La incisión indica que el nivel de la base del canal ha descendido después del depósito de gravas aluviales. La pendiente del valle aumenta progresivamente aguas arriba pero, generalmente ocupa una amplia superficie del fondo del valle. El canal nuevamente vuelve a estar profundamente incidido en el lugar en que las morrenas terminales jóvenes producen una constricción en el valle a una elevación de aproximadamente 4.100 msnm. El valle del Río Turbio superior es una planicie aluvial con una pendiente de canal del 18 por ciento, aproximadamente. En este sector, el Río Turbio es alimentado por cursos de agua de primer y segundo orden provenientes de la cuenca del Río Turbio superior. La cuenca superior está subyacida por coluvio, morrena y lecho de roca. La cabecera del Valle Turbio está formada por laderas de hasta 40 grados.

2.1.1 Paleo-topografía e índices de Erosión

Recientes estudios geomorfológicos realizados por Bissing et al. (2002) sugieren que la topografía actual del Sitio preserva restos sustanciales de un paisaje del Mioceno que se formó hace aproximadamente entre 17 y 6 millones de años (Ma). Los estudios realizados identificaron tres superficies de erosión regional que aún se preservan en el paisaje actual:

- Superficie de Frontera-Deidad formada hace 17 a 15 Ma aproximadamente,
- Superficie de Azufreras-Torta formada hace 14 a 12.5 Ma aproximadamente, y
- Superficie de Los Ríos formada hace 10 a 6 Ma aproximadamente.

La grava cementada por óxidos de hierro preservada a lo largo de los tramos medios del Valle del Turbio es considerada por Bissig et al. (2002) como parte de la superficie de Los Ríos (6 a 10 Ma). La más alta de estas exposiciones se encuentra 10 a 20 m sobre el canal activo actual (Fotografía 2-2 y Placa 1). Las gravas recientes que quedan expuestas en las laderas del canal activo presentan una textura similar a estos depósitos de pedimento. En muchos lugares, los depósitos de grava presentan una débil cementación por óxidos de hierro. Sobre la grava de la Superficie de Los Ríos se encuentran depósitos glaciares (morrenas). Los depósitos glaciares están parcialmente erosionados y modificados por la degradación fluvial post-glaciar.

Inferimos que la buena preservación de la Superficie de Erosión del Mioceno inferida implica, en términos generales, índices muy bajos de erosión, meteorización y otros procesos geomórficos. Reconocemos que, de manera local y periódica, se producen cambios geomórficos rápidos. El conocimiento de los índices de estos procesos resulta relevante para la evaluación de riesgo asociada con los peligros geológicos.

Otros datos relevados en terreno también indican índices lentos de procesos geomórficos contemporáneos. Por ejemplo:

- caminos sin mantenimiento construídos en 1999 muestran pocos signos de desprendimientos (Fotografía 2-3),
- antiguos lagos tipo “olla” se mantienen en el paisaje actual sin relleno de sedimento (Fotografía 2-4), y
- una depresión formada en el margen de una morrena lateral que se formó durante el Pleistoceno medio, no ha sido rellenada con detrito/coluvio (Fotografía 2-5)

2.2 Clima

El Sitio y la región circundante presentan un clima árido caracterizado por ser frío, seco y ventoso. Las precipitaciones se producen principalmente en forma de nieve durante los meses de invierno. En Lama se han venido llevando registros del tiempo desde 1999. Sin embargo, se encuentran disponibles registros de precipitaciones únicamente a partir de marzo de 2000. En el Sitio de El Indio se encuentran disponibles registros de períodos más prolongados (1981 hasta el presente). Observaciones realizadas en relación con las precipitaciones del Sitio durante las primeras etapas de exploración, llevadas a cabo tanto en Lama como en Veladero, muestran que las precipitaciones son escasas para la mayoría de los años con excepción de los años húmedos en que tuvo lugar la corriente de El Niño, produciendo grandes acumulaciones de nieve. A manera de referencia simplemente, en el campamento de Lama en el 2002 se produjeron acumulaciones de nieve de 4 m. En base a los registros de El Indio, los años 1997, 1987, 1986 y 1984 correspondieron a años húmedos. El promedio de precipitaciones anuales en El Indio es de 169 milímetros (mm) de agua equivalente. La Figura 2-1 ilustra los años de precipitaciones extremas ocasionales, y las condiciones de sequedad durante la mayoría de los otros años. Los índices de precipitaciones son mayores a alturas más elevadas y la pérdida de nieve (ablación) se produce a través de derretimiento y sublimación. La sublimación es predominante a mayores elevaciones.

La temperatura promedio anual es de aproximadamente 0° C. Los mínimos registros se producen durante el mes de julio, cuando la temperatura oscila normalmente entre -30° y 5° C. Las temperaturas máximas se producen en el mes de febrero, cuando los registros oscilan entre 0° y 20° C. La Figura 2-2 muestra las temperaturas mensuales en el Sitio a una elevación de aproximadamente 3800 m snm.

2.2.1 Historia de Glaciares

El momento en que se produjeron los episodios glaciares en los Andes centrales septentrionales no se encuentra actualmente bien documentado. Los cambios climáticos en la época Cuaternaria (los últimos 1,6 millones de años) produjeron múltiples glaciaciones en la Alta Cordillera de los Andes. Los resultados del modelo empírico-estadístico climático-glaciario desarrollado por Kull et al. (2002) sugieren que el último episodio de glaciación máxima estuvo acompañado por aproximadamente el doble de precipitaciones anuales y una reducción de aproximadamente 5,7° C en la temperatura promedio anual. El modelo también implica una depresión de la altura de la línea de equilibrio ('ELA' en inglés por su denominación '*equilibrium line altitude*') de 1000 m comparada con la ELA actual que sugiere que los glaciares se habrían extendido aproximadamente 1000 m por debajo del

nivel actual. El estudio se realizó en dos glaciares ubicados a aproximadamente 15 km al norte del Sitio.

Estudios recientes realizados por Kaplan et al. (2004) indican que los principales episodios glaciares en los Andes son coincidentes con los principales episodios glaciares en el hemisferio norte. A través de numerosos procesos de avance y retroceso de glaciares se depositó arena gravosa y limo a lo largo de morrenas terminales y laterales dentro de los valles Canito y Turbio. La firma de consultores de ingeniería SRK (SRK) (2000) indicó que los depósitos glaciares tiene un espesor de hasta 160-m. Los retrocesos de glaciares que tuvieron lugar aproximadamente durante los últimos 18.000 años produjeron erosión fluvial y el re-trabajado de los depósitos glaciares a lo largo de los principales valles y laderas de los ríos. La acumulación de hasta 3 m de depósitos orgánicos (turba) en áreas más húmedas y el re-trabajado de depósitos glaciares continúan hasta el presente.

Paredes (2002) subdividió los depósitos glaciares en Morrenas Jóvenes, Morrenas Intermedias y Morrenas Antiguas, basándose en la elevación y distribución de las mismas dentro de los valles. Los depósitos glaciares más antiguos son los depósitos de morrenas laterales sobre los taludes altos, al norte y sur del Río Turbio inferior.

Actualmente hay un glaciar de roca activo en la cuenca superior del Valle del Turbio a una elevación de aproximadamente 4.600 m. Sin embargo, este glaciar está alimentado por avalanchas y rotura de cornisas que provienen de una altura de 5.140 msnm. El glaciar está conformado predominantemente por fragmentos de roca (es decir, un glaciar de roca) y puede existir por debajo de la ELA actual correspondiente a esta región. Por debajo de este glaciar de roca activa existen tres morrenas recesionales a elevaciones de 4150, 4250 y 4370 msnm (Fotografía 2-6) las cuales representan los retrocesos glaciares más recientes. En base a su aspecto y su ubicación a unos pocos cientos de metros de un glaciar de roca activa, se considera que estas morrenas corresponden al período Holoceno tardío (<3600 de años Antes del Presente [BP en inglés – Before Present]) y posiblemente <500 años BP.

En la confluencia del Río Canito y el Río Turbio se encuentra un depósito de morrenas centrales y a lo largo del fondo del valle se observan restos aislados de acarreos de glaciar. En la parte inferior del Valle Turbio se encuentran depósitos de morrenas terminales con lagos tipo “olla”. Se estima que los depósitos de Morrena Intermedia tienen, al menos, 15.000 a 25.000 años de antigüedad, considerando el supuesto de que se formaron durante el último episodio de glaciación máxima.

Los depósitos de morrenas más antiguos son morrenas laterales expuestas a alturas elevadas sobre los costados del valle. Estos depósitos pueden considerarse bastante antiguos en función de su bien

desarrollado barniz del desierto sobre la grave expuesta y su relativamente mayor grado de modificación por efecto de la erosión. Se considera que estos depósitos de Morrenas Antiguas pertenecen al período Cuaternario medio >100.000 años Antes del Presente.

2.3 Geomorfología

La geomorfología dentro del Sitio refleja deglaciaciones recientes y modificaciones producidas por procesos peri-glaciares actuales.

Knight Piesold (KP) (2002) preparó un mapa geomorfológico de reconocimiento a una escala de 1:25.000. Este mapa fue desarrollado principalmente en base a tareas de mapeo realizadas por Barrick. Golder revisó estas actividades de mapeo en 2002 para constatar que el trabajo fuera acorde con el mapeo realizado por Golder en el Área de Veladero. Este mapa geomorfológico (Placa 1) se utilizó como el mapa base sobre el cual se ilustran los riesgos geológicos. El mapa de riesgos que se presenta en este informe está realizado a una escala de 1:25.000 (Placa 2) y fue separado de la base geomorfológica para una mayor claridad en su lectura. Los riesgos fueron cartografiados sobre un mapa con curvas de nivel con 10 mts. de equidistancia, superpuestos a una simulación sombreada del relieve. Las áreas de afloramiento rocoso se obtuvieron a partir de un mapa base topográfico con curvas de nivel a intervalos de 2-m en formato AutoCAD™ suministrado por Barrick. También se incluyeron los límites del afloramiento rocoso sobre el mapa geomorfológico base para lograr una mayor precisión del mismo. Se agregan, al mapa de riesgos y como referencia, los contornos de las futuras instalaciones mineras (Placa 2). Ambos mapas fueron confeccionados en ArcView™. Golder ha realizado revisiones menores sobre algunos de los contactos en los mapas geomorfológicos y, en algunas pocas áreas, ha modificado la unidad geomorfológica mapeada.

En los siguientes párrafos de resumen las unidades del mapa geomorfológico. Las unidades se subdividen en 5 categorías principales, que a su vez presentan subdivisiones internas.

2.3.1 Rocas

Lecho de roca Indiferenciado o Sub-superficial – Originalmente, esta unidad fue denominada “Afloramientos de rocas indiferenciadas, generalmente rocas de secuencias volcánicas” (KP, 2002). La litología del lecho de roca se describe más ampliamente en la Sección 3.2.1. La descripción de las unidades se modificó para incluir el lecho de roca de escasa profundidad dado que la unidad está mapeada más extensamente que las áreas de afloramientos rocosos obtenidos del mapa base de 2-m.

2.3.2 Geformas Por Gravedad

Deslizamientos, incluye todas las masas deslizadas, materiales (rocas o suelos) y tiempo de ocurrencia indeterminados ('Rock or Soil Slides') - El mapa geomórfico realizado por KP (2002) identifica las geformas correspondientes a deslizamiento de roca o suelo al este del Filo Fedrico en la Propiedad de Veladero, sobre los lados este y oeste del Río Taguas. Se realizó la reinterpretación de todas las áreas, con excepción de dos, identificándolas como nichos de nivación. Los nichos o circos de nivación se describen a continuación. En el Sitio se identificaron dos nuevas geformas correspondientes a deslizamientos de roca o suelo.

Conos de derrubios - Están incluidos los flujos de detritos, compuestos por materiales de tamaño heterogeneo (bloques, gravas, arenas y limos) - ('Colluvial Fan') - Los depósitos de conos de derrubios generalmente provienen de valles escarpados y forman depósitos de tipo abanico cerca de la base de los principales valles. En muchos lugares, comprenden lóbulos superpuestos de flujos de detritos. Éstos pueden estar compuestos por bloques, grava o arena.

Talud de derrubios, compuesto por conos de derrubios coalescentes ('Talus') - Está formado por bloques y cantos rodados que se han desprendido, deslizado y/o fueron arrastrados cuesta abajo. Se producen generalmente en pendientes empinadas (20 a 30°) por debajo de los afloramientos rocosos.

Derrubios, formado por abundante material tamaño arena y limo con menor participación de gravas) ('Colluvial Slopes') - Fragmentos de roca y suelo no consolidados que se encuentran en las laderas, depositados por agua de lluvia, mantos de lavado, y deslizamiento lento pendiente abajo. La naturaleza del coluvio es variable y depende de la roca fuente.

Caída de Rocas ('Rockfall') — Son rocas de gran tamaño que cayeron y rodaron hasta alcanzar su posición actual. Se encuentran al pie de afloramientos rocosos escarpados y en la base de pequeñas quebradas de caídas de rocas.

Soliflucción ('Solifluction') - La soliflucción es el resultado de un proceso de desplazamiento lento característico de los entornos peri-glaciares. Este proceso tiene lugar cuando el agua en la capa activa en áreas *permafrost* es liberada pero no puede penetrar la capa helada. Los suelos se saturan produciendo una reducción de la fuerza de fricción y pueden comportarse como fluidos viscosos y fluir cuesta abajo. La soliflucción se produce comúnmente sobre taludes de suelo coluvial que se encuentran de 10 a 20°. La Fotografía 2-7 muestra una ilustración de un talud bien desarrollado por influencia de soliflucción.

2.3.3 Geformas Glaciales

Morrenas Antiguas, depósitos glaciales formados por sedimentos caóticos y heterogéneos (bloques, gravas, arenas, limos y arcillas) ('Old Moraine') – La Morrena Antigua está expuesta en los costados altos de los valles, al norte y sur del Río Turbio Inferior. La superficie del suelo en áreas de Morrena Antigua generalmente presenta en la superficie un depósito de pavimento del desierto (o *lag*) con una patina o cobertura de barniz del desierto de color marrón oscuro.

Morrenas Intermedia, depósitos glaciales formados por sedimentos caóticos y heterogéneos (bloques, gravas, arenas, limos y arcillas) ('Intermediate Moraine') – Los depósitos de morrenas laterales, centrales y terminales de edad intermedia se encuentran principalmente en el fondo del valle y en las laderas inferiores. La superficie del suelo en áreas de Morrena intermedia también presentan en la superficie un depósito tipo *lag*, pero éste tiene un granulado más fino que la Morrena Antigua y el barniz del desierto es de color bronceado a marrón.

- **Morrenas Joven, depósitos glaciales formados por sedimentos caóticos y heterogéneos (bloques, gravas, arenas, limos y arcillas) ('Young Moraine')** - Las Morrenas Jóvenes se encuentran, principalmente, en las Cuencas altas del Turbio y el Canito, aproximadamente por sobre los 4000 m. Los depósitos de *lag* de la superficie y el barniz del desierto están ausentes en áreas de Morrena Joven.

2.3.4 Geformas Fluviales

Aluviones, acumulaciones de las planicies aluviales de cursos de agua, depósitos de gran energía formados principalmente por gravas y arenas pobremente gradadas) ('Young Alluvium') - Los Aluviones Jóvenes ocupan los principales canales y sus respectivas planicies de inundación. Las áreas mapeadas bajo la categoría de Aluviones Jóvenes presentan barniz del desierto (Fotografía 2-8). Los Aluviones Jóvenes incluyen depósitos de grava en terrazas y gravas cementadas que, conforme a nuestra interpretación durante el desarrollo de nuestro estudio, serían bastante antiguas (hasta 15.000 a 25.000 Ma), en base al desarrollo del barniz del desierto y la cementación por óxidos de hierro.

2.3.5 Otras Geformas

En nuestra evaluación de riesgos geológicos potenciales, las geoformas lobuladas parecieron ser áreas de posible inestabilidad. Por lo tanto, Golder agregó numerosas unidades geomorfológicas que reflejan diferentes modalidades de desarrollo de geoformas lobuladas. Estos rasgos lobulados se

denominan Glaciares de Roca Activos, Glaciares de Roca Inactivos y lóbulos de bloques de campos de nieve.

En la base de un gran circo que da al sudeste en la cabecera del Río Turbio (2403800E, 6758000N), se encuentra un Glaciar de Roca Activa, a una elevación de 4.685 msnm (Fotografía 2-9). Se ha identificado un segundo glaciar de roca, en la base de un circo con su cara al este, al costado del afluente norte del río Canito (2403000E; 6753100N), y a una altura de 4.650 msnm. Estos glaciares de roca tienen un talud frontal lobulado pronunciado con derrubios activos. Los glaciares de roca son acumulaciones de materiales de tipo morénico mal seleccionados, de roca fina y gruesa, con un núcleo de hielo y/o hielo intersticial, que tienen una forma simil-glaciar y se extienden valle abajo. Los glaciares de roca no están clasificados como riesgos geológicos; sin embargo, no son sitios apropiados para montar estructuras.

Numerosas áreas han sido interpretadas como glaciares de rocas antiguas que ahora están inactivos y en los cuales se produjo derretimiento del hielo interno. Estos Glaciares de Roca Inactivos tienen superficies de tipo abigarrado que reflejan el derretimiento de hielo interno. Son lobulados y pareciera que se hubiesen movido 100 a 200 m cuesta abajo. Generalmente se encuentran al pie de cuencas escarpadas que dan hacia el sur. En la Fotografía 2-10 se observa un ejemplo de un Glaciar de Roca Inactivo. Los glaciares de roca inactivos no son clasificados como riesgos geológicos y pueden constituir sitios adecuados para el establecimiento de instalaciones, pero se debe incluir una detallada investigación de la subsuperficie.

Hemos identificado un rasgo geomorfológico al que llamamos Lóbulos de Bloques de Campos de Nieve. (Fotografía 2-11 y 2-12). Estos rasgos se producen al pie de barrancos rocosos escarpados sobre flancos con frente hacia el sur y consisten en un área plana o una leve depresión en la base del barranco, y luego un lóbulo de detrito de frente escarpado a partir de allí. Se considera que el origen de estos rasgos ha sido la presencia previa de un campo de nieve perenne contra el barranco rocoso, con acumulación de caída de roca al pie del campo de nieve anterior. Los Lóbulos de Bloques de Campos de Nieve no se consideran riesgos geológicos.

Golder modificó varios de los contactos del mapa geomorfológico y revisó las unidades del mapa geomorfológico en diferentes áreas. Golder también revisó la Morrena Intermedia mapeada hasta la Morrena Antigua, al norte del Turbio inferior. La Morrena Antigua guarda buena correlación con la Morrena Antigua sobre el lado sur del valle.

Sobre el lado norte del Río Turbio, aproximadamente en las cercanías de las coordenadas 6755800N, 2407600E, hay gravas arenosas previamente mapeadas como Coluvio, que después de la revisión se consideran Morrena Intermedia. Las partes más altas de esta área pueden considerarse Morrena Antigua.

Numerosos depósitos de deslizamiento fueron mapeados previamente sobre la Propiedad de Veladero, al este de Filo Federico. Se realizó la reinterpretación de la mayoría de estas características como nichos de nivación. La nivación es un proceso erosivo peri-glaciar que involucra la meteorización bajo un banco de nieve y erosión por agua de deshielo desde abajo del banco de nieve. Los parches de nieve que se conservan en posiciones protegidas sobre las laderas de los cerros pueden producir nichos de nivación. La masa de nieve produce una fuente localizada de agua alrededor de sus bordes. Parte del agua se infiltra a través del borde del banco de nieve que está cuesta abajo y transporta toda partícula fina de la roca o del suelo que se encuentra por debajo. Los nichos de nivación tienden a aumentar de tamaño por sí mismos. Una vez que se ha producido un nicho, éste captará más nieve y albergará un banco mayor de nieve. Los nichos de nivación tienden a producirse en los costados más protegidos y sombreados (este y sur) de las laderas.

3.0 MARCO GEOLÓGICO

3.1 Posición Sismotectónica

Los Andes centrales, en la región del Área del Proyecto de Pascua-Lama, se encuentran sobre la zona de interacción de las placas tectónicas Sudamericana y de Nazca. La placa tectónica de Nazca se subduce bajo la placa Sudamericana aproximadamente 250 km al oeste de Lama, en la trinchera de Perú-Chile en el Océano Pacífico. La placa de Nazca se inclina hacia el este formando un ángulo superficial de aproximadamente 15 grados por debajo de la costa chilena, antes de pasar a estar casi horizontal por debajo de la Alta Cordillera. Los modelos de placas tectónicas indican que la placa de Nazca actualmente se desplaza aproximadamente 60 a 100 mm por año con relación a América del Sur (De Mets et al., 1990 y 1994).

La permanente interacción de las placas de Nazca y Sudamericana provoca grandes terremotos a cierta distancia de la costa y bajo las áreas costeras de Chile y las laderas occidentales de la Alta Cordillera (Figura 3-1). De hecho, el mayor terremoto registrado en la historia, de una magnitud momento de (M_w) 9.5¹, tuvo lugar a lo largo de esta zona de subducción en el año 1960 (*National Research Council - Consejo de Investigación Nacional*, 2003). A lo largo de la superficie de contacto entre las dos placas y en la placa Sudamericana suprayacente se producen terremotos superficiales (<40km). Se producen terremotos más profundos (>100 km) dentro de la zona de subducción de la placa de Nazca bajo la Alta Cordillera.

Costa et al. (2000) realizaron el mapeo de una amplia zona de fallas activas del período Cuaternario a lo largo del flanco oriental de los Andes en Argentina (Figura 3-1). Las fallas mapeadas muestran un corredor general norte-sur, y se observa que la mayoría de las fallas se producen hacia el oeste de San Juan. En menor medida, también se producen fallas hacia el este de San Juan (Figura 3-1). En la actualidad, gran cantidad de estas fallas se encuentran sísmicamente activas, como lo indica un número de terremotos que se produjeron a aproximadamente 100 km al este de San Juan. En tiempos históricos, se produjeron otros terremotos de magnitud moderada a grande en las zonas cercanas a Mendoza, Argentina (Figura 3-1). Aunque poco se conoce acerca de los intervalos de recurrencia a largo plazo y la magnitud máxima de los terremotos generados a lo largo de estas fallas, numerosas fallas muestran evidencia de desplazamientos múltiples en los últimos 15.000 años (Costa et al., 2000).

¹ La magnitud momento (M_w) de un terremoto es una medida de la energía del terremoto basada en el desplazamiento promedio a lo largo del área de la falla.

3.2 Geología del Área del Proyecto

3.2.1 Litología e Historia Geológica

El Área del Proyecto de Pascua-Lama ha sido el centro de intensa actividad intrusiva y volcánica durante al menos los últimos 260 Ma. El Área del Proyecto de Pascua-Lama está ubicada cerca del centro de un graben N que contiene casi la totalidad de la secuencia volcánica Terciaria. La secuencia volcánica está mapeada a lo largo del eje central de la Cordillera en Chile y Argentina. La geología del lecho de roca de la región está dominada por rocas volcánicas extrusivas que son intruidas localmente por stocks hipabisales de varios tamaños. Numerosos diques y sedimentos cortan la secuencia volcánica.

El mapeo geológico más detallado presentado para la revisión de Golder es el Mapa de Datos de Afloramientos de Pascua-Lama (BEASA, 2001). Según la interpretación de este mapa, el Sitio presenta un largo y complejo historial de intrusión ígnea y vulcanismo. A la fecha, se han identificado un mínimo de 15 eventos intrusivos y siete episodios volcánicos.

Las rocas volcánicas más antiguas preservadas son una secuencia de flujos de cenizas ignimbritas dacíticas y riolíticas depositadas en el período Pérmico Temprano, hace aproximadamente 260-240 Ma. Los flujos de ceniza fueron en ese momento intruidos durante el período Pérmico Tardío / Triásico (hace aproximadamente 190 Ma) por un batolito granítico, que comprende el complejo intrusivo granítico de Pascua-Lama. El complejo intrusivo ocupa las partes centrales y orientales del distrito y constituye la litología hospedante dominante para el depósito mineral de Pascua-Lama. Luego de un extenso hiato que se extendió dentro del Oligoceno, gran cantidad de pequeños stocks de dioritas fueron intruidas en el complejo de granito y las unidades volcánicas, hace aproximadamente 35 Ma. Los emplazamientos de diques continuaron en el período Mioceno, seguidos por una depositación de flujos de cenizas dacíticas en el Mioceno Medio Alto. La actividad intrusiva del Mioceno fue la precursora del magmatismo y de la actividad hidrotermal asociada que se produjo alrededor de 8.8 Ma atrás y que dio origen al depósito de Pascua. Los estadios finales de la mineralización se caracterizaron por el emplazamiento de diques de pórfidos riolíticos, lo que puso fin a la actividad magmática y de mineralización en Pascua-Lama, aproximadamente hace 7,5 Ma.

Los cambios climáticos que se produjeron en el período Cuaternario (los últimos 1,6 millones de años) provocaron glaciaciones en la Alta Cordillera de los Andes y disecciones de las superficies erosionadas del Mioceno. Los múltiples avances y retrocesos de glaciares alpinos depositaron grava arenosa y sedimentos a lo largo de las morrenas laterales y terminales, dentro de los principales

valles. SRK (2000) muestra que los depósitos glaciares tienen hasta 160 m de profundidad. Los retrocesos glaciares que se produjeron durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno (aproximadamente los últimos 20.000 años) ocasionaron erosión fluvial superficial y el re-trabajado de los depósitos glaciares a lo largo de los valles de los principales ríos y laderas. La acumulación de hasta 3 m de depósitos orgánicos (turba) en áreas más húmedas y el re-trabajado de depósitos glaciares continúan produciéndose hasta la actualidad.

3.2.2 Estructura

Los mapeos geológicos revelan una compleja historia de fallamiento dentro del Sitio. En el lugar se reconocen cinco principales corredores de fallas: norte-sur, norte-noreste, noreste, este-noreste y este-sudeste. El corredor este-sudeste pareciera ser el más antiguo y estar más estrechamente asociado con la alteración del lecho de roca. Las relaciones geológicas indican que las fallas de dirección noreste presentan un probable desplazamiento neto sinistral. Muchas de las fallas ocurren como conjuntos interrelacionados que forman corredores de 50 a 200 m de ancho.

3.2.3 Alteración Hidrotermal

Las unidades de lecho de roca mapeadas exhiben diferentes niveles de alteración hidrotermal. Las rocas alteradas son generalmente más débiles que las rocas volcánicas o ígneas originales, no alteradas. La alteración se encuentra en parte localizada en las intersecciones estructurales y dentro de las brechas hidrotermales.

La alteración está íntimamente relacionada con la mineralización de metales preciosos en el Área del Proyecto de Pascua-Lama. Una etapa temprana de alteración argílica avanzada consiste en halos de cuarzo-alunita-pirita que son más intensos alrededor de los centros de mineralización. Superpuesta sobre la asociación de argílica avanzada se encuentra una etapa de alteración de vapores calientes, la cual en la superficie consiste en una zona elongada este-oeste centrada sobre la Brecha Central en el área de Pascua, que se extiende al este, hacia la empinada Cuenca superior del Turbio.

3.2.4 Historia Sísmica

El catálogo de terremotos de Sudamérica (SISRA) disponible en ‘U.S. Geological Survey (Relevamiento Geológico de Estados Unidos - <http://neic.usgs.gov>) presenta una lista de 89 epicentros de terremotos de $M \geq 6,0$ y <150 km de profundidad dentro de los 200 km de Lama. A excepción de uno, todos estos terremotos se registraron en el siglo veinte hasta el año 1981.

Solamente tres de estos terremotos se produjeron a menos de 100 km del Sitio. El catálogo PDE (<http://neic.usgs.gov>) ofrece registros más completos, desde el año 1973 hasta fines de diciembre de 2004. Presenta, además, una lista de 12 terremotos de $M \geq 6,0$ y < 150 km de profundidad dentro de los 200 km del Sitio. Solamente uno de estos terremotos tuvo lugar dentro de los 100 km del Sitio.

Esta información brinda un moderado historial acerca de la actividad sísmica dentro de la región del Sitio. Todos los terremotos grandes y superficiales se producen en Chile, hacia el oeste del Sitio. El terremoto registrado más cercano al Sitio fue un $M 6,2$, que se produjo en 1980 a una profundidad de aproximadamente 100 km. El epicentro del mismo se registró aproximadamente a 40 km al noreste del Sitio.

En SRK (2002) se presenta un detallado informe sobre el historial sísmico dentro de aproximadamente los 250 km del Sitio. En el informe también se incluye información acerca de la ubicación de los terremotos más intensos registrados. SRK utilizó registros de terremotos e información sobre fallas geológicas para realizar un análisis determinístico de los riesgos sísmicos para el Sitio.

4.0 ESTUDIOS DE FALLAS ACTIVAS SOSPECHADAS

4.1 Introducción

El mapeo geomorfológico regional realizado por Barrick sobre la base de fotografías aéreas que cubrieron las áreas de Despoblados, Veladero y Lama (Paredes, 2002), identificaron cinco áreas con lineamientos geomorfológicos considerados en relación con un tectonismo activo. En el 2002, estos lineamientos fueron independientemente verificados en campo por geólogos de Barrick y de Golder. La verificación cruzada eliminó uno de esos lineamientos como una falla posiblemente activa. Golder emitió un memorando técnico que revisó estos lineamientos (Golder, 2002) y los lineamientos geomorfológicos discutidos en este informe.

Las fallas activas pueden representar un riesgo importante para el desarrollo de la infraestructura minera por las siguientes razones:

- los movimientos a lo largo de una falla activa dan como resultado desplazamientos diferenciales (de 1 a 10 m) que pueden causar daño a la infraestructura crítica de la mina que se extiende por encima de la falla.
- el movimiento de una falla generalmente se relaciona con fuertes movimientos de suelo que pueden dar lugar a daños severos y daño en la infraestructura crítica de la mina.

La existencia de fallas activas dentro de los límites del proyecto podría representar una limitación para el desarrollo subsiguiente de la mina. El énfasis principal de parte de esta investigación de riesgos geológicos fue determinar si las supuestas fallas activas que se identifican en Paredes (2002) son fallas reales con capacidad para generar grandes desplazamientos diferenciales y fuertes movimientos de suelo inducidos por actividad sísmica.

En nuestro estudio para la Fase 1 (Golder, 2004b), mediante el análisis de fotografías aéreas (escala 1:8.000) y la revisión de informes disponibles (tales como SRK, 2000 y 2002), tratamos de identificar en las geoformas evidencias que demostraran la presencia de fallas. Identificamos tres áreas que ameritaban una evaluación de campo más profunda de los rasgos geomórficos que pudieran señalar la presencia de fallas (Placa 2, Golder, 2004b).

- Inmediatamente al noreste de la garita de acceso (Área Garita), donde lineamientos con dirección N-S cortan a las morrenas del Pleistoceno. Paredes (2002) interpretó posibles fallas activas y recomendó investigaciones basadas en la excavación de zanjas sobre el lineamiento de estas posible fallas.
- Un notable lineamiento de vegetación en el extremo occidental de una extensa área de humedales (vega) que se extiende a lo largo de la planicie de inundación del Río

- Canito (Área del Río Canito). El memorando de Golder (2002b) desestimó este lineamiento como una posible falla activa, sin embargo es reevaluada en este estudio.
- En zonas de exposición de morrena antigua cerca de la confluencia de los ríos Turbio y Taguas (Área del Río Turbio). Esta área no fue previamente identificada por Paredes, pero fue mapeada por contener fallas del Pleistoceno, según SRK (2000).

Esta sección del informe presenta los resultados de los estudios de campo de los tres sitios nombrados. Se presenta una descripción de los rasgos que fueron reconocidos en Paredes (2002) como indicios de posibles fallas activas. Luego se ofrece una breve reseña de las labores realizadas para investigar los rasgos de las posibles fallas activas identificadas por Paredes y otros lineamientos reconocidos por observaciones en campo de Golder. Nuestros estudios de campo incluyeron el mapeo de geoformas, y la excavación de trincheras subsuperficiales de dos lineamientos en el Área de la Garita. También se completó el mapeo geológico de afloramientos seleccionados a lo largo de las áreas del Río Canito y Río Turbio. Nuestra interpretación, en base a las observaciones de campos, nos permite concluir que ninguno de los rasgos investigados indican la presencia de fallas activas.

4.2 Área de la Garita

4.2.1 Estudios de Superficie

El Área de la Garita comprende una serie de elevaciones de morrenas en dirección este-oeste que están limitadas por el río Turbio y el río Canito (Figura 4-1). El área de morrenas se extiende por aproximadamente 1,5 km, con un ancho aproximado de 0,5 a 1 km. Estas formaciones probablemente son morrenas laterales formadas en la confluencia de los glaciares que otrora ocuparon los valles de los ríos Canito y Turbio. Cerca del centro de la morrena existen tres valles curvos con dirección N-S, con elevaciones que intersectan a las morrenas principales orientadas E-O (Fotografía 4-1). Dos de estos lineamientos en depresiones y elevaciones de dirección N-S fueron mapeados por Paredes (Paredes, 2002) a partir de un análisis de fotografías aéreas, asociándolos a “escarpes” de fallas considerando lo siguiente:

- Los lineamientos se orientan casi perpendicularmente a la dirección típica E-O de las morrenas laterales conocidas;
- Tienen una expresión topográfica similar a las trazas de falla invertidas de buzamiento pronunciado hacia el Este, y
- Se alinean con la prolongación norte de un lineamiento que abarca todo el Sitio (falla MAGSA) que ha sido identificado en la Propiedad Veladero.

El mapa de Paredes (2002) fue preparado en base a un reconocimiento de fotografías aéreas de escala aproximada 1:30.000 e imágenes satelitales. Las trazas de las supuestas fallas no fueron

georeferenciadas con precisión, sino más bien tenían el objetivo principal de identificar gráficamente una zona de rasgos lineales. Las trazas de Paredes son mostradas en la Figura 4-1. Ninguna de las trazas de las supuestas fallas de Paredes (2002) aparece como una entidad topográfica bien definida o continua sobre el terreno (Fotografía 4-2).

Nuestro análisis de fotografías aéreas y el relevamiento de campo revelaron que las supuestas fallas trazadas por Paredes en general se alinean con los lineamientos de dos vías de drenaje con dirección sur, erosionados naturalmente en el terreno en el área sur de la morrena. Estos canales no pueden ser seguidos dentro del área principal de las morrenas.

Las investigaciones detalladas de campo, indicaron que las supuestas fallas activas interpretadas por Paredes (2002) en el área de la garita, corresponden a canales de erosión (ver Fotografía 4-1) no relacionados con procesos tectónicos activos. Así, los lineamientos de Paredes (2002) no requieren investigaciones adicionales.

La investigación realizada por Golder en el área de la Garita, incluyó otros rasgos topográficos cercanos. El análisis estereográfico de fotografías aéreas en escala 1:8.000, con las curvas de nivel de 2-m (Figuras 4-1 y 4-2) y las observaciones de campo, permitieron identificar dos escarpes de 1 a 2 m de altura de rumbo norte-sur.

Nuestra observación inicial a estos escarpes indicó que corresponden a los rasgos mejor desarrollados en el área; si hubiera alguna falla activa en el área de la Garita, estos escarpes probablemente indicarían su ubicación (Fotografías 4-2 y 4-3). Se decidió, entonces, investigar estos escarpes de 1 a 2 m de altura en mayor detalle, incluyendo investigaciones subsuperficiales sobre las secciones más desarrolladas y preservadas.

4.2.2 Estudios Subsuperficiales

El propósito de los estudios subsuperficiales fue evaluar la evidencia de desplazamientos de falla u otro tipo de deformación tectónica, tales como plegamiento. Cuando las fallas irrumpen hacia la superficie, los desplazamientos verticales generalmente producen un escarpe topográfico. Por debajo de este escarpe, las capas de roca y suelo también se desplazan verticalmente. En ocasiones, la falla no irrumpe hacia la superficie, pero los estratos de roca y suelo resultan plegados o inclinados. La excavación por debajo de un escarpe de falla normalmente revela fallas discretas que truncan y desplazan los estratos rocosos y de suelo, o bien los inclinan y pliegan. Nuestras excavaciones de dos escarpes topográficos en el Área de la Garita estuvieron enfocadas a detectar evidencia de truncado y

desplazamiento de las capas de suelo por las fallas activas sospechadas que indicarían fehacientemente la existencia de fallas capaces de irrumpir en superficie y de generar movimientos sísmicos fuertes.

4.2.2.1 *Trinchera N° 1 de la Garita*

La Figura 4-3 muestra un registro detallado de la pared sur de una trinchera orientada E-O excavada a través de un escarpe prominente en el Área de la Garita (Figura 4-1). La Fotografía 4-3 muestra la ubicación del sitio de la Trinchera 1 de la Garita antes de la excavación de la zanja. La exposición del zanjeado revela una secuencia de grava arenosa y limosa húmeda, débilmente a moderadamente bien estratificada. En la base del escarpe hay aproximadamente 1 m de limo húmedo a seco, y se prolonga hacia el oeste, hasta el fin de la excavación. El limo está meteorizado, conformando horizontes de suelo en los 0,5 a 1 m superiores.

Las capas de sedimentos expuestos en la trinchera son típicas de los depósitos fluvio-glaciales que se encuentran en las márgenes de un glaciar. La presencia de varios lentes de grava bien clasificados en el extremo este de la zanja sugiere que el sedimento fue re-trabajado en parte por efectos fluviales. El limo en la base del escarpe puede tener origen en erosión eólica, habiendo sido acumulado en una zona relativamente protegida cerca de la base del escarpe. La magnitud de desarrollo de suelo dentro del limo indica que el mismo probablemente ha permanecido en ese lugar durante al menos varios miles de años.

No se detectaron fracturas o fallas en la trinchera expuesta. La continuidad de la estratificación horizontal de todas las capas sedimentarias y la falta de interrupción de los contactos entre las unidades subsuperficiales (Figura 4-3) inmediatamente por debajo del escarpe topográfico indican que no han sido plegados ni afectados por falla.

4.2.2.2 *Trinchera N° 2 de la Garita*

La Figura 4-4 muestra un registro detallado de la pared sur de una trinchera excavada a través de un amplio escarpe al noreste del Área de la Garita (Figura 4-1) La trinchera expuesta revela arena y grava arenosa y limosa seca, variando de moderadamente bien a muy poco estratificada. La grava arenosa que compone la mayoría de los sedimentos expuestos se encuentra en partes bien estratificada. Los contactos sedimentarios superiores e inferiores bien definidos, particularmente en la parte este de la zanja expuesta resultan de utilidad en el mapeado de las distintas unidades.

Según se observa en la Trinchera N° 1 de la Garita, los sedimentos que quedan expuestos son los típicos depósitos fluvio-glaciales. La presencia de varios lentes de grava bien clasificados dentro de las unidades sedimentarias mapeadas sugiere que el sedimento glacial fue re-trabajado por efectos fluviales. Se ha desarrollado una capa de suelo dentro de los estratos superficiales, como lo muestran los colores más oscuros (marrón rojizo) y la presencia de clastos cubiertos con arcilla.

No se han observado fracturas ni fallas en las partes expuestas de la trinchera. La continuidad de la estratificación horizontal de todas las capas sedimentarias por debajo del escarpe topográfico y una ausencia de interrupción de los contactos entre las capas de las unidades subsuperficiales (Figura 4-4) dan evidencia de que no han sufrido efectos de falla ni han sido plegados.

4.2.2.3 *Profundidad del lecho de roca*

La Figura 4-5 muestra la ubicación de las fallas activas sospechadas que han sido mapeadas y las ubicaciones de las trincheras en el Área de la Garita con respecto a la cota del lecho de roca sólida (curvas de nivel verdes). Las curvas de nivel del lecho de roca fueron realizadas en base a las cotas de lecho de roca obtenidas de los registros de sondajes (puntos negros) estrechamente espaciados (aproximadamente 150 m) en el Área de la Garita.

En general, las curvas de nivel correspondientes al lecho de roca reflejan la topografía de la superficie (curvas de nivel grises) sobre el Área de la Garita. La elevación del lecho de roca crece desde los 3,850 m snm (promedio) al oeste de los lugares de las zanjas hasta aproximadamente 3.875 m snm (promedio) cerca de la Trinchera N° 2 de la Garita -un aumento de altura de aproximadamente 25 metros sobre la zona de las fallas activas sospechadas. No se presentan cambios bruscos en la elevación del lecho de roca alrededor de los escarpes mapeados de las fallas sospechadas, como sería de esperar si hubieran acumulado varios metros de desplazamiento vertical. Como se observa en las alturas topográficas de la superficie, la orientación N-S de la variación de 25 m en la altura del sustrato tiene poca continuidad lateral. Sería esperable que esta variación fuera distintiva y lateralmente continua si hubiese sido originada por una zona de desplazamiento principal de falla(s) activa(s). Se observa, sin embargo, que los sondajes no están lo suficientemente cerca entre sí como para determinar si la variación de 25 m en la elevación subsuperficial es causada por un escarpe definido, resultante -tal vez- de un desplazamiento (*offset*) de falla del lecho de roca, o bien una pendiente suave causada por la erosión de la superficie del lecho de roca durante la glaciación.

4.2.3 Conclusiones

Nuestra interpretación de la geomorfología superficial y de las elevaciones del lecho rocoso indica que las supuestas fallas activas de Paredes (2002) son vías de drenaje. Concluimos, entonces, que las supuestas fallas activas de Paredes (2002) en el área de la Garita no son fallas activas.

También se investigaron otros lineamientos que fueron identificados durante nuestro reconocimiento de fotografías aéreas y relevamiento de campo. Estos lineamientos fueron investigados por su morfología escarpada que podrían indicar la presencia de fallas activas. Sin embargo, la excavación de las trincheras a través de estos lineamientos expuso estratos superficiales comprendidos entre los 2 a 3 m de profundidad, en los cuales no se encontró evidencia que pudieran indicar la existencia de fallas o de plegamientos.

Durante este programa de investigación, el Dr. Paredes concurrió al sitio indicando su concordancia con las conclusiones alcanzadas respecto a las supuestas fallas activas del área de la garita.

Nuestra conclusión es que las supuestas fallas activas de Paredes (2002) en el Área de la Garita no son fallas activas debido a lo siguiente:

- Hay una ausencia general de la continuidad lateral de las supuestas fallas hacia el norte y el sur del Área de la Garita, tanto en el mapa topográfico del terreno como en las curvas de nivel del lecho rocoso subsuperficial.
- No hay evidencia de interrupciones superficiales o subsuperficiales en las morrenas de similar edad adyacentes al Río Canito, y
- No hay evidencia de interrupciones estratigráficas que pudieran indicar fallas o plegamientos en las caras expuestas de las trincheras excavadas por los escarpes más prominentes de 1 a 2 m de altura presentes en el área.

4.3 Área del Río Canito

4.3.1 Descripción de la Falla Activa Sospechada

Una segunda falla activa sospechada fue identificada en el Área del Sitio por Paredes (2002) en el área de captación del Río Canito (Figura 4-6). El rasgo de la falla sospechada consiste en un lineamiento de vegetación irregular con dirección N-NO de aproximadamente 800 m de longitud. El lineamiento está bien definido en el abanico aluvial sobre ambos lados de una pequeña elevación cerca del lecho del Río Canito (Fotografía 4-4).

4.3.2 Estudios de Campo

El análisis estereoscópico de fotografías aéreas en escala 1:8.000, el análisis de mapas topográficos y de secciones transversales (Figuras 4-6 y 4-7), además de nuestras investigaciones de campo de los lineamientos de vegetación y del área circundante revelan lo siguiente:

- No existe evidencia de escarpe u otro lineamiento topográfico a través de la elevación o loma de morrena que separa las dos partes del lineamiento de vegetación (Figura 4-7, Corte A).
- No hay evidencia de separación vertical a lo largo de la longitud del lineamiento (Figura 4-7, Cortes B y C).
- No hay evidencia de lineamiento en las laderas rocosas y de detritos más allá del Río Canito.
- No hay evidencia de fallamiento o fracturas dentro del lecho de roca expuesto en dos valles bajos de dirección N-S, profundamente incididos, que alcanzan la superficie aluvial del Río Canito, a aproximadamente 200 m al oeste del lineamiento de vegetación. Estos dos valles fueron identificados en Golder (2004b) como la evidencia más probable con respecto a la presencia de fallas activas en el Río Canito.

Una trama estructural bien desarrollada en el lecho de roca expuesto en los costados del Valle del Río Canito hacia el norte y el sur del lineamiento de vegetación podría ser indicio de un origen tectónico para dicho lineamiento. Sin embargo, la trama estructural aparece relacionada con múltiples episodios de fallamiento durante la mineralización del Mioceno Tardío (hace 12 a 7 Ma). Las fallas expuestas en el lecho de roca de del costado sur del lineamiento de vegetación no presenta evidencia de movimiento post-mineralización (Fotografías 4-6).

No se realizaron investigaciones subsuperficiales por debajo del lineamiento de vegetación porque el mapeado superficial brindó suficiente evidencia como para demostrar que el lineamiento de vegetación no era de origen tectónico.

4.3.3 Conclusiones

No hemos encontrado ninguna evidencia a partir de la información de fotografías aéreas, relevamientos topográficos, mapas geológicos y de geformas que definan un origen tectónico para los lineamientos de vegetación en el río Canito. En particular, una falta de desplazamiento de la morrena y de la ladera de detritos sobre la actual barranca izquierda del río Canito indican que no hay ninguna falla activa a lo largo del lineamiento de vegetación.

4.4 Área del Río Turbio

4.4.1 Descripción de la Falla Activa Sospechada

En el estudio SRK (2000) se indica una falla activa sospechada sobre un talud con frente al norte sobre el costado sur del río Turbio. Dicha investigación presenta fotografías y una descripción del afloramiento de la falla (SRK, 2000, Fig. 3). Esta falla postulada tiene dirección N80°E y aparentemente desplaza la Superficie de Los Ríos que se formó hace aproximadamente 10 a 6 Ma. El desplazamiento de la Superficie de Los Ríos indica movimiento en los últimos 6MA, y tal vez más recientemente.

La investigación de SRK (2000) reconoció fracturas al interior de los depósitos de morrena, en su Estación 6 (Estación 6, SRF, 2000, Figura 4). Según interpretación de SRK, estas fracturas serían evidencia de fallamiento o deslizamiento rotacional en el Holoceno dentro de los depósitos de morrena.

4.4.2 Estudios de Campo

Nuestro análisis del material aerofotográfico del Área del Río Turbio que rodea a las estaciones de SRK no reveló ninguna evidencia topográfica de escarpes o lineamientos de vegetación. Normalmente se esperaría encontrar estos rasgos de geformas –u otros similares- a lo largo de una falla de actividad reciente.

Golder ubicó el sitio de las fracturas observado por SRK (2000) y confirmó la ubicación de la fracturas con buzamiento pronunciado, pero no encontró ningún desplazamiento vertical de la Formación Vallecitos. No pudimos confirmar la existencia de la Superficie de Los Ríos en el Sitio, o el hecho de que hubiera sido desplazado por las fallas.

Confirmamos la presencia de cizallas o cortes dentro de la morrena expuesta en un corte del camino por sobre el Río Turbio, en la Estación 6 de SRK (SRK, 2000). Se detectaron dos grupos de cizallas con dirección N80°E y buzamiento de 80° aproximadamente (Fotografía 4-7. No había ninguna evidencia topográfica de las cizallas sobre los taludes por sobre la zona de cizallamiento. Las cizallas se encuentran cerca de la región de la cicatriz de arranque de un deslizamiento desarrollado en la morrena.

4.4.3 Conclusiones

No hemos encontrado ninguna evidencia sobre la presencia de una falla activa en la parte inferior del Área del Río Turbio. Ni las fallas con dirección N80°E , ni las cizallas identificadas en SRK (2000) que cortarían la Superficie de Los Ríos han podido ser confirmados. No se detectó ninguna evidencia topográfica de desplazamiento de las laderas circundantes como se podría esperar a la largo de una falla de actividad reciente.

Se confirmó la presencia de cortes o cizallas que intersectan a la morrena en la Estación 6 de SRK. Estos cortes, sin embargo, ocurren cerca o al interior de la cicatriz de arranque de un deslizamiento desarrollado en la morrena más antigua. Creemos que estas cizallas probablemente se relacionan con la formación del deslizamiento, y no son evidencia de una falla activa.

Nuestra conclusión es que no hay evidencia de falla activa en el Área del Río Turbio inferior.

5.0 MAPEO DE RIESGOS GEOLÓGICOS

5.1 Método de Estudio

Durante la Fase 1 de éste estudio se identificaron los riesgos geológicos potenciales a partir de la información de informes previos, mapeos geomorfológicos realizados por Barrick (KP, 2002) y con la interpretación de fotografías aéreas. Los riesgos geológicos identificados fueron señalados en un mapa de escala 1:25.000. El mapa fue desarrollado en ArcView™, y los rasgos correspondientes a riesgos fueron ilustrados sobre la base geomorfológica, señalando la topografía mediante curvas de nivel a intervalos de 10 m.

Esta Fase 2 de estudio fue realizada con el propósito de verificar en terreno los rasgos de riesgos geológicos identificados durante la Fase 1, identificar riesgos no identificados durante dicha fase previa, y asignar grados o clasificaciones de riesgo a los rasgos identificados. El relevamiento en el Sitio fue realizado desde el 30 de Octubre al 5 de Noviembre de 2004. Las observaciones durante la evaluación en terreno fueron útiles para obtener algunas estimaciones sobre la velocidad o frecuencia de los procesos morfogénicos, lo que permitió definir algunas estimaciones cualitativas de los riesgos que se presentan.

Se han modificado los riesgos geológicos del mapa de la Fase 1, y se los ha representado en un mapa de simulación de relieve, en escala 1:25.000, con curvas de nivel con un intervalo de 10 m.; realizado en ArcView™ (Placa 2)

5.2 Descripción de los Riesgos Geológicos

Esta sección describe los tipos de riesgo geológico, y analiza cada uno de los riesgos geológicos individuales que han sido mapeados. Se han asignado grados o clasificaciones de riesgo para algunos tipos de riesgo. Otros tipos de riesgo no son adecuados para que se los clasifique según grados de riesgo (por ejemplo, agua subterránea cercana a la superficie). Las estimaciones sobre la edad de los rasgos geomórficos o los intervalos de recurrencia no se basan en ninguna técnica de datación de edades, y son subjetivas.

5.2.1 Flujo de detritos

5.2.1.1 Descripción del Proceso

El término flujo de detritos implica un proceso mediante el cual el material sólido granular, en general, mezclado con sólo pequeñas cantidades de arcilla, agua retenida o atrapada, y aire se

mueven con facilidad descendiendo por pendientes suaves. Muchos factores contribuyen al origen -y posterior movimiento- de los flujos de detritos. Sin embargo, en general ellos son una respuesta a precipitaciones de magnitudes inusuales o extraordinarias, o bien al escurrimiento de nieve derretida. Otros mecanismos desencadenantes que deberían analizarse en el Sitio incluyen a los terrenos congelados (lo que origina la acumulación de agua de nieve escurrida en la capa superior del suelo) y a los movimientos sísmicos. Los flujos de detritos generalmente se originan en los deslizamientos de suelo que se desintegran después de recorrer una distancia corta; luego se dilatan, incorporan agua y fluyen hacia abajo por un canal confinado, recorriendo -en general- grandes distancias. Los flujos de detritos tiene la capacidad de transportar grandes volúmenes de sedimento, lo que representa un riesgo inmediato para los canales de desvío, y para las obras estructurales ubicadas en su curso.

5.2.1.2 Metodología para la Clasificación del Riesgo

Las zonas que presentan flujos de detritos ocurridos en el pasado se identifican como áreas proclives a futuros flujos de detritos. Las áreas de riesgos por flujo de detritos comúnmente se presentan en la base de un canal confinado de pendiente pronunciada alimentado por un drenaje relativamente importante asociado a una fuente de sedimentos. Se desarrollan conos de flujos de detritos donde disminuyen las pendientes del canal. La naturaleza de la fuente de sedimentos influye sobre la posibilidad de que se produzcan dichos flujos, como así también sobre la distancia recorrida y el potencia de daños que puede causar.

La clasificación de riesgos de flujos de detritos se basa en cuán recientes sean los rastros de flujos de detritos pasados. Las edades relativas de los rastros de flujos de detritos fueron determinadas mediante el desarrollo de vegetación, el grado de desarrollo del barniz del desierto y las relaciones de depositación. Los flujos de detritos probablemente constituyen el tipo más común de riesgo geológico presente en el Sitio. Algunos conos de flujos de detritos presentan áreas de actividad reciente, mientras que otros no han tenido actividad durante muchos años. Las áreas de alto riesgo de flujo de detritos son las partes activas del cono y se puede considerar que tienen un período de recurrencia de 2 a 50 años. Las áreas clasificadas como de riesgo medio de flujo de detritos presentan algo de vegetación, y -al presente- no constituyen la parte activa del cono, pero podrían llegar a serlo si el canal sufriera alguna pequeña modificación. Los flujos de detritos de riesgo medio pueden tener una periodicidad de entre 50 y 500 años. Se ha asignado la clasificación de área de bajo riesgo a los depósitos de conos relativamente antiguos que fueron formados por eventos de flujos de detritos, pero que no muestran evidencia reciente de tal ocurrencia. Se considera que estas áreas de bajo riesgo tienen una periodicidad que se encuentra entre 500 y 5.000 años.

5.2.1.3 *Descripción de Riesgos Identificados.*

Existe una cantidad de conos de flujos de detritos a lo largo del lado norte del Río Turbio medio (Fotografía 5-1), que se pueden clasificar con riesgos que varían de elevado a bajo. Las Fotografías 5-2 a 5-5 muestran una variedad de clasificaciones de riesgos de flujos de detritos y algunas características de los mismos. Una zona cerca de la naciente del Río Turbio, al norte del Portal Lama (Placa 2) ha sido identificada como área de riesgo, aunque hay evidencia de conos de flujos de detritos en el lugar. Los taludes coluviales están compuestos en parte por material derivado de alteraciones de vapores calientes. Estos suelos son fácilmente erosionables. Se identificaron depósitos formados por cursos de agua (Fotografía 5-6) en cortes de caminos, que pudieron haberse originado por flujos de detritos, aunque sus conos hayan sido cubiertos por coluvios y no se los percibe en la superficie. Las actividades de construcción vial han canalizado el escurrimiento de superficie, y los taludes coluviales presenten cárcavas profundas en los lugares en que estas escorrentías han cortado las bermas del camino (Fotografía 5-6)

También se presentan riesgos de flujos de detritos en la base de las laderas norte y sur del Cerro Negro (Placa 2). El cono de detritos de la falda norte tiene un potencial de alto a bajo riesgo. La parte de alto riesgo (oeste) ha sufrido un evento de flujo de detritos en el tiempo transcurrido desde la instalación de una alcantarilla en 1999 (Fotografía 5-7).

5.2.2 Deslizamientos Rotacionales

5.2.2.1 *Descripción del Proceso*

Los deslizamientos rotacionales de roca y/o suelo fallan a lo largo de una superficie basal que es cóncava hacia arriba. La parte principal de la masa desplazada puede moverse casi verticalmente hacia abajo, y la parte superior del material desplazado se inclina hacia atrás hacia el escarpe. El plano de fallamiento se manifiesta superficialmente en la base de la masa fallada, y el material generado por la falla se desliza sobre la superficie del suelo a lo largo de una cierta distancia. Cuando se presentan condiciones de alta humedad, un deslizamiento rotacional podría moverse como un flujo de detritos.

5.2.2.2 *Metodología para la Clasificación del Riesgo*

La clasificación de riesgos de deslizamientos rotacionales se basa en la probabilidad y/o frecuencia de ocurrencia de futuros movimientos. La probabilidad de futuros movimientos se evalúa en función de

cuán recientes sean sus rasgos, el nivel de inclinación en la base, nivel de filtraciones y de desmoronamiento de los bordes.

5.2.2.3 *Descripción de Riesgos Identificados*

Se han identificado tres rasgos de deslizamientos rotacionales en la Propiedad Lama. Un área de alto potencial de deslizamiento rotacional ha sido identificada en la Cuenca del Río Turbio superior, con coordenadas aproximadas de 6757000N, 2403500E (Fotografías 5-9 a 5-12), y una superficie aproximada de 2,8 hectáreas. El pie de la ladera en esta área tiene una pendiente escarpada y se observó la presencia de filtraciones. La geometría de deslizamiento es compleja y aparentemente consiste de lóbulos múltiples superpuestos. La clasificación de alto riesgo significa que puede haber movimiento del talud en progreso, o que es muy probable que ocurran movimientos en gran escala en el futuro inmediato. Se debe realizar una investigación detallada de dicho subsuelo juntamente con análisis de ingeniería, antes de comenzar alguna obra en esta zona que pudiera verse afectada adversamente por este rasgo de deslizamientos.

Un área cuyo centro se ubica a aproximadamente 400 m al SE del deslizamiento rotacional de alto riesgo descrito anteriormente puede ser una prolongación de este mismo rasgo, y se la ha identificado como zona de riesgo moderado. Presenta características de frecuentes interrupciones, y es posible que se hayan producido movimientos de taludes en el pasado. Sería recomendable realizar un mapeo más exhaustivo y estudios de la subsuperficie si se proyecta realizar alguna obra en dicha zona.

Se identificó un pequeño deslizamiento rotacional en la ladera norte, al sur del Valle Turbio inferior (Fotografía 5-13) Este deslizamiento rotacional contiene material de morrena y parece haberse desplazado por 100 m. Este rasgo parece ser bastante antiguo (Holoceno temprano [?]) y se encuentra considerablemente modificado por efecto de la erosión. La ubicación de este deslizamiento puede relacionarse al cizallamiento en el material de morrena en la parte superior del deslizamiento (Sección 4.3). En otros taludes en el área pareciera haber un riesgo muy bajo de inestabilidad.

Existe un deslizamiento rotacional bastante grande, de aproximadamente 100.000 metros cúbicos, ubicado a 1.850 m al sur del deslizamiento descrito precedentemente, dentro del Sitio del Proyecto Veladero. Este deslizamiento rotacional ya ha sido descrito en detalle en (Golder, 2002 y 2003) y no se incluyen otras referencias al mismo en el presente informe.

5.2.3 Caída de Rocas

5.2.3.1 Descripción del Proceso

Las rocas desprendidas de laderas empinadas pueden caer, rebotar y rodar en su recorrido cuesta abajo. En ciertas partes, las gargantas colmadas de nieve parecen incrementar las distancias de recorrido de las rocas. Las zonas proclives a caída de roca son áreas rocosas escarpadas que pueden haberse iniciado por la acción de congelamiento-derretimiento, grandes precipitaciones o por movimientos sísmicos. La frecuencia de fisuras o grietas y el patrón de fracturas influyen en la determinación de la severidad del riesgo de caída de rocas. Asimismo, el gradiente del recorrido de caída y las características del material presente en el mismo influyen en la distancia recorrida. Los suelos coluviales blandos cercanos al pie de la ladera tenderán a frenar o detener el rodamiento o el rebote de las rocas desprendidas. Las gargantas o pequeñas quebradas llenas de nieve aumentan la distancia recorrida. La caída de rocas representa un peligro para el personal, los equipos y las estructuras que se encuentren en su paso.

5.2.3.2 Metodología para la Clasificación del Riesgo

Los riesgos de caída de roca fueron definidos mediante la identificación -principalmente mediante fotografías aéreas- de áreas con acumulaciones de bloques debajo de barrancos o riscos de sustratos rocosos. La clasificación de riesgo se basa en estimaciones subjetivas sobre la periodicidad de eventos de caída de rocas que puedan ocurrir en un área determinada. Esto implica calcular la cantidad de bloques caídos y la edad de la superficie sobre la que cayeron dichos bloques. Las áreas de afloramientos rocosos escarpados, con campos de bloques en la base de la zona de recorrido de caída, se identifican como áreas de riesgo de caída de roca. En general, el área de riesgo incluye la zona de recorrido, según se la identifica a partir de la distribución de los bloques identificados mediante fotografías aéreas.

5.2.3.3 Descripción de los Riesgos Identificados

Las áreas identificadas con riesgos de caída de rocas son en su mayoría taludes de valles superiores en el área de La Porfiada, al norte del Río Turbio, y las áreas de Filo Federico y Filo Mario en la ribera sur del Río Canito. Se identificó una zona con riesgo moderado de caída de roca por debajo de afloramientos rocosos escarpados sobre la parte sur del Valle del Turbio inferior (Fotografía 5-14). Se identifican riesgos de caída de rocas principalmente en zonas altas de La Porfiada (Fotografía 5-15),

Penélope, Lama Central y Filo Federico (Placa 2) donde se desarrollan afloramientos escarpados en roca silicificada. Localmente en dichas áreas, hay zonas alteradas por vapores calientes y de fácil erosión que subyacen a los riscos silicificados, lo cual produce un socavamiento y un incremento en el potencial de caída de roca. La fotografía 5-16 muestra un ejemplo donde una garganta llena de nieve sobre el lado norte del Valle del Turbio medio ha incrementado la distancia de recorrido de las rocas desprendidas, desde el Área de La Porfiada hasta el fondo del Valle del Turbio.

5.2.4 Deslizamientos de Detritos

5.2.4.1 Descripción del Proceso

Un deslizamiento de detritos involucra un movimiento lento a rápido, cuesta abajo, de detritos relativamente secos y no consolidados. El movimiento no presente rotación como en el caso de un deslizamiento rotacional sino que se desliza hacia adelante. Los deslizamientos de detritos tienden a iniciarse en ángulos de laderas que se aproximan a los correspondientes a la resistencia de fricción de detritos o coluvio no consolidado. También suelen originarse al incrementar el espesor del suelo saturado. Otros mecanismos potencialmente iniciadores que se deben considerar para el Sitio son los sismos y desprendimientos rocosos. Además, las obras realizadas por el hombre que causan empinamiento localizado de las laderas coluviales o de detritos (por ejemplo, la construcción de caminos o la excavación de material de relleno) pueden inducir los deslizamientos de detritos. El desarrollo de un importante espesor saturado puede causar un deslizamiento, como asimismo la incorporación de agua al suelo podría producir un flujo de detritos capaz de recorrer grandes distancias. El proceso de soliflucción (como se observó en la Sección 2.3) podría –bajo condiciones extremas- llevar a un deslizamiento de detritos. Por lo tanto, los taludes indicados en los mapas como “influenciados por soliflucción” deberían tratarse como potenciales zonas de desprendimientos de detritos. Se considera que los suelos coluviales, que -en general- están compuestos de grava con algo de material fino, tendrán un drenaje rápido por las laderas con pendientes pronunciadas y no desarrollarán un gran espesor saturado. Sin embargo, aquellos taludes susceptibles a deslizamientos traslacionales de detritos deben también considerarse como poseedores de algún potencial para desarrollar flujos con mayor recorrido.

5.2.4.2 Metodología para la Clasificación del Riesgo

Las áreas que han sido identificadas como poseedoras de un potencial de deslizamiento de detritos son –en general- las laderas empinadas formadas por detritos gruesos o depósitos de coluvio no

cohesivo (en particular, coluvio resultante de alteraciones, por vapores calientes). La clasificación subjetiva del riesgo se basa en las características del coluvio (tamaño de grano, cohesividad, y otros factores) y el ángulo de inclinación del talud. No hay presencia de deslizamientos de detritos de origen natural en el Sitio; por lo tanto, las estimaciones sobre los intervalos de recurrencia pasados no constituyen el criterio empleado para crear la escala de clasificación del riesgo. Se estima que los deslizamientos de detritos se originarían en áreas proclives a dichos fenómenos, como resultado de actividades mineras tales como construcciones viales, excavación o relleno. Los deslizamientos de detritos constituyen un riesgo para los caminos, tuberías y las estructuras que se encuentren en su área de influencia o en su curso.

Las zonas con elevado potencial de deslizamientos de detritos pueden estar afectadas por cortes para obras viales que requieren mantenimiento anual, y -además- el relleno colocado sobre estas laderas sería susceptible a deslizamientos poco profundos o superficiales. Se identifican áreas con riesgos moderados de deslizamientos en zonas donde la característica de los materiales no ha sido investigada en detalle, o en áreas que son proclives a deslizamiento en un grado medio a bajo, y áreas de alto riesgo. Las áreas de bajo riesgo fueron identificadas en base a registros de fotografías aéreas y mediante el análisis del tipo de material geofórmico y el ángulo de inclinación de los taludes. Durante la inspección de campo estos taludes fueron percibidos como estables, y representan poco riesgo para obras de infraestructura o instalaciones.

5.2.4.3 *Descripción de los Riesgos Identificados*

Las zonas de alto riesgo de deslizamientos de detritos se identificaron sobre taludes pronunciados en la Cuenca del Río Turbio, en laderas coluviales derivadas -en parte- de zonas alteradas por vapores calientes (Fotografías 5-17 y 5-18)

Se ha identificado un potencial de deslizamientos de materiales en acumulaciones de detritos con pendientes pronunciadas en las Áreas de La Porfiada y Penélope (Placa 2) por debajo de afloramientos rocosos escarpados.

Sobre la ladera sur del Valle del Turbio inferior, se identificaron depósitos de detritos en la base de la ladera como zonas con riesgo bajo de deslizamientos. Los cortes para obras viales en esta zona muestran pocos indicios de desprendimiento luego de cuatro años, y la superficie tiene vegetación y cantos rodados que presentan un moderado barniz del desierto.

5.2.5 Riesgos de *Outwash* de Alta Energía

5.2.5.1 Descripción del Proceso

Los depósitos de *outwash* de alta energía consisten en depósitos de grava gruesa pobremente clasificados a depósitos de arena transportados por agua escurrida de derretimiento de glaciares. El canal activo es anastomosado y cambia su curso diariamente durante los períodos de grandes escorrentías. La mayor parte de la corriente tiene lugar en la subsuperficie. Las áreas de *outwash* de alta energía no proporcionan una fundación adecuada para numerosas estructuras. Para proyectos que impliquen movimiento de suelo en estas zonas, se requerirán posiblemente medios de control para el agua superficial.

5.2.5.2 Metodología para la Clasificación del Riesgo

La clasificación de riesgo se basa en la edad de los depósitos *outwash*. Se han otorgado grados de alto riesgo a las zonas que muestran un considerable nivel de transporte de sedimento y de modificación del canal durante un año típico. Se designaron áreas con riesgo moderado a aquellas áreas en las cuales, en base a la morfología del canal, se espera que se produzca un importante transporte o depositación de sedimentos durante años de alta precipitación (Fenómeno El Niño) con período de recurrencia de 5 a 10 años. Se han otorgado grados de bajo riesgo a las áreas que sólo experimentan crecidas durante años altamente inusuales o extremos, con periodicidad en el orden de los 50 a 100 años. Las zonas con elevado riesgo de flujos *outwash* de alta energía no se consideran adecuadas para infraestructuras mineras. Serían necesarias medidas especiales de ingeniería para adecuar dichas zonas para instalaciones mineras (por ejemplo, áreas de acopio de estéril, instalaciones del dique de cola, plataforma de lixiviación).

5.2.5.3 Descripción de los Riesgos Identificados

Las zonas con riesgos de *outwash* de alta energía aparecen principalmente en los valles de los ríos Turbio superior y Canito superior, donde los gradientes son del 10 al 15%, y los períodos diurnos de grandes derretimientos provenientes de glaciares producen escorrentías considerables. Estos depósitos son de gran pendiente y presentan patrones entrelazados (Fotografías 5-19). Las variaciones diurnas y estacionales dan como resultado una amplia variedad en los caudales de los cursos de agua. El curso de la corriente en el canal activo se modifica frecuentemente en estas áreas. Debido a los altos niveles de transporte de sedimentos durante los períodos de grandes escorrentías, los medios de control de

corrientes superficiales resultarían difíciles de implementar. Estos depósitos también se caracterizan por grandes caudales de aguas subsuperficiales.

5.2.6 Agua Subterránea Cercana a la Superficie

5.2.6.1 Descripción del proceso

Las áreas de nacientes de aguas subterráneas que surgen hacia la superficie son identificadas como áreas que pueden presentar riesgo geotécnico para las estructuras construidas en dichas zonas, a causa de asentamientos, licuefacción, inestabilidad y corrosión. Las zonas de vegas también son zonas de agua subterránea cercana a la superficie y de sedimentos orgánicos, y por lo tanto, se requerirían medidas adecuadas de ingeniería antes de emprender cualquier obra o labor. Muchas de las zonas con descargas de nacientes que hemos identificados tienen un depósito de evaporita de color blanco de superficie, probablemente de minerales de sulfatos (Fotografía 5-20).

5.2.6.2 Metodología para la Clasificación del Riesgo

No se les ha asignado una clasificación de riesgo a las áreas con agua subterránea cercana a la superficie. Estas zonas podrían necesitar medidas especiales de ingeniería a fin de adecuarlas para infraestructuras mineras (por ejemplo, edificios, caminos, instalaciones de cintas transportadoras) u otras instalaciones mineras (por ejemplo, diques de cola, depósito de estéril, o sistema de lixiviación).

5.2.6.3 Descripción de los Riesgos Identificados

Las condiciones de napas freáticas cercanas a la superficie pueden requerir el uso de un sistema de drenes para posibilitar la construcción de estructuras en estas áreas. Se han identificado tales zonas en el lado sur del Río Canito, al oeste de la confluencia con el Río Turbio. También se identificó agua subterránea cercana a la superficie en los valles del curso medio y superior del Río Turbio.

5.2.7 Otros Riesgos Potenciales no Identificados en los Mapas

La distribución de *permafrost* se relaciona principalmente con la elevación y el aspecto de los taludes, Las laderas con cara hacia el sur son más proclives a desarrollar *permafrost*. El *permafrost* representa un riesgo para las fundaciones de estructuras; no obstante, este riesgo se puede mitigar con un diseño ingenieril adecuado.

Golder no ha llevado a cabo una evaluación pormenorizada de los riesgos de avalanchas de nieve en el Sitio porque entendemos que ya se ha realizado un estudio minucioso por parte de otros consultores. No obstante, en la Placa 2 se identifican varios cursos importantes de avalanchas. Estos cursos fueron identificados en función de acumulaciones de nieve de avalancha visibles que fueron observadas durante nuestra investigación de campo en temporada de primavera.

6.0 CONCLUSIONES

El Sitio está ubicado en una zona peri-glacial árida, muy elevada, y ha sufrido varios episodios cíclicos de avance y retroceso glacial. Varios glaciares pequeños activos se encuentran en las alturas más elevadas. Sobre la base de varias líneas de evidencia, se considera que la velocidad de los procesos geomorfológicos es generalmente baja. Es importante conocer la velocidad de estos procesos a fin de estimar las edades de los rasgos correspondientes a riesgos geológicos que se relacionan con los intervalos de recurrencia, de manera que se puedan asignar grados de riesgos. Las determinaciones de edades absolutas o la datación relativa detallada no forman parte del alcance de este estudio de evaluación de riesgos geológicos. No obstante, en base a las observaciones recogidas durante la investigación de campo (Fase 2) de este estudio, hemos asignado una escala relativa subjetiva de riesgos (alto, moderado, bajo) a las zonas mapeadas que presentan riesgos geológicos.

Nuestras investigaciones de campo detalladas de las tres áreas que contienen fallas activas sospechadas identificadas por Paredes (2000) y SRK (2000) no han demostrado evidencia de fallas activas u otra deformación tectónica. La opinión de Golder es que los escarpes topográficos ubicados en el Área de la Garita probablemente sean el resultado de la topografía glacial original, con alguna modificación producida por la erosión posterior. El marcado lineamiento en el Río Canito es un límite de vegetación que está probablemente controlado por agua subterránea local y por el avance del cono aluvial activo en el Río Canito. Se han observado cizallas dentro de la morrena antigua al sur del Río Turbio que ocurren en la cicatriz de arranque de un deslizamiento reciente. La formación de las cizallas estuvo probablemente asociada con la formación del deslizamiento, en lugar de estar relacionada con fallas tectónicas activas.

Se identificaron riesgos geológicos no-sísmicos mediante la interpretación de fotografías aéreas e investigaciones en campo. La distribución de los mismos se presenta en la Placa 2. Se reconocieron los siguientes tipos de riesgos mapeados:

- Flujos de detritos
- Deslizamientos rotacionales
- Caída de rocas
- Deslizamientos de detritos
- *Outwash* de alta energía
- Agua subterránea cercana a la superficie.

Otros riesgos potenciales que no se tratan o ilustran en la Placa 2 son:

- Permafrost, y
- Riesgos de Avalanchas.

A diferencia de otros riesgos geológicos presentados en la Placa 2, las zonas con agua subterránea cercana a la superficie son continuas y no presentan un período de recurrencia asociado ni una escala de riesgo asociada.

Se considera que los flujos de detritos y los *outwash* de alta energía son los tipos más frecuentes de riesgos durante los flujos máximos de escorrentías por deshielos de primavera, especialmente durante los años húmedos. Se espera que se produzcan eventos significativos durante los años con altas precipitaciones, que tienen una recurrencia del orden de 2 a 50 años.

Se identificaron las zonas proclives a deslizamientos rotacionales. No se ha ejecutado ningún ensayo analítico ni análisis de ingeniería en relación con la evaluación de este riesgo geológico. Se deberán realizar investigaciones de campo detalladas, ensayos analíticos y análisis de ingeniería, antes de definir la ubicación de estructuras o instalaciones en las áreas que presentan estos rasgos.

Existen riesgos de caída de rocas principalmente a grandes alturas por debajo de afloramientos escarpados, donde es poco probable que se ubiquen instalaciones u obras de infraestructura. Sin embargo, hay varias áreas en las cuales los recorridos de las rocas desprendidas llegan al fondo del valle principal.

Hemos identificado distintas zonas con riesgos de deslizamientos de detritos. Sin embargo, hay poca evidencia de actividad natural de este tipo de deslizamiento en el pasado. Estimamos que los daños por deslizamientos de detritos serían causados por las actividades mineras (por ejemplo: construcción de caminos, movimiento de suelos y relleno, excavaciones) y que podrían afectar a las instalaciones mineras (por ejemplo: caminos, tuberías, transportadoras, etc.).

7.0 USO DE ESTE INFORME

Este informe ha sido preparado para ser utilizado exclusivamente por BEASA, para su aplicación específica al Proyecto Pascua Lama. Ningún consultor o ingeniero de terceras partes tendrá derecho a utilizar de manera alguna la información, conclusiones u opiniones vertidas en el presente informe sin el consentimiento previo por escrito de BEASA y de Golder.

Las conclusiones de este informe han sido elaboradas de manera acorde con el nivel de dedicación e idoneidad que ejercen habitualmente los profesionales que se desempeñan en este campo en la actualidad. Para la elaboración de las conclusiones y recomendaciones, Golder se ha basado en la información provista por el cliente y por otras partes involucradas en el estudio. Golder no se responsabiliza por errores u omisiones en la información provista por el cliente o por las otras partes.

GOLDER ASSOCIATES INC.

Thomas J. Wythes, P.E., R.G.
Ingeniero Geólogo Senior del Proyecto
(*Sr. Project Geological Engineer*)

Alan Hull, Ph.D., R.G., C.E.G.
Consultor Senior en Sismología
(*Senior Earthquake Consultant*)

8.0 REFERENCIAS

- BEASA, 2001. Geologic Map entitled *Pascua-Lama Outcrop Fact Map*. Prepared by Barrick Exploraciones Argentina S.A. Scale 1:10,000. April 2001.
- Bissig, T., A. Clark, and J. Lee, 2002. *Miocene Landscape Evolution and Geomorphologic Controls on Epithermal Processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile and Argentina*. Economic Geology, Vol. p 971-996.
- Costa, C., M. Machette, R. Dart, H. Bastias, J. Paredes, L. Perucca, G. Tello, K. Haller, 2000. *Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Argentina*. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-0108.
- DeMets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101. 425-478.
- DeMets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, 1994. *Effect of Recent Revisions of the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimates of Current Plate Motions*. Geophysical Research Letters 21. 2191-2194.
- Golder Associates Inc. (Golder), 2002. *Geomorphologic and Neotectonic Update – Veladero Project*. Technical Memorandum to Dave Hendricks (Homestake) from Brent Bronson and Thomas Wythes (Golder). April 9, 2002.
- Golder Associates Inc. (Golder), 2003. *Copete Landslide Preliminary Investigation Results, Revision 4*. Memorandum to Ralph Penner (Barrick) from Thomas Wythes and Brent Bronson (Golder). July 12, 2003.
- Golder Associates Inc., 2004a. Proposal for Preparation of Geologic Hazards Map, Canito and Turbio Basins, to the attention of Simon Catchpole, dated August 26, 2004.
- Golder, 2004b. *Lama Geologic Hazards Phase 1 Assessment*. October 11, 2004.
- Kaplan, M., R. Ackert, B. Singer, D. Douglass, and M. Kurz, 2004. *Cosmogenic Nuclide Chronology of Millennial-Scale Glacial Advances During O-Isotope Stage 2 in Patagonia*. Geological Society of America Bulletin. 116, p.308-321.
- Knight Piesold, 2002. *Geomorfologia Local Area Mina Planta*. Prepared by Knight Piesold. Scale 1:25,000. October 2002.
- Kull, C., Grosjean, M., Veit, H., 2002. *Modeling Modern and Late Pleistocene Glacio-Climatic Conditions in the North Chilean Andes*. Climatic Change, 52, p359-381, Kluwer Academic Publishers, Netherlands. March/April 2004.
- National Research Council of the National Academies, 2003. *Living on an Active Earth, Perspectives on Earthquake Science*. National Research Council, Washington D.C. 418 pp.
- Paredes, J., 2002. *Report on Geomorphological Map*. From Juan Paredes to George Schoer. Internal Barrick memorandum.
- SRK Consulting Engineers (SRK), 2000. *Pascua/Lama Project, Rio Turbio Tailings Disposal Facility Assessment of Structural Geology, Engineering Geology and Landslide Hazard*. Prepared for Barrick Exploraciones Argentina S.A. No. 01-1087-04-04.
- SRK, 2002. *Pascua-Lama Project, Rio Turbio Tailings Disposal Facility, Detailed Design Report, Volume 5, Seismic Hazard Assessment*. SRK Project Number 12424.

PLACAS

FIGURAS

APÉNDICE A

FOTOGRAFÍAS DEL SITIO