



**UNIVERSIDAD
DE ATACAMA**

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**MODELO ESTRUCTURAL DE LA MINA SUBTERRÁNEA
SOL NACIENTE, Y SU RELACIÓN E IMPACTO EN LA
MINERALIZACIÓN DEL SECTOR, REGIÓN DE
ATACAMA, COPIAPÓ, CHILE.**

**Benjamín Alejandro Cortez García
Copiapó, Chile 2025**



**UNIVERSIDAD
DE ATACAMA**

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**MODELO ESTRUCTURAL DE LA MINA SUBTERRÁNEA
SOL NACIENTE, Y SU RELACIÓN E IMPACTO EN LA
MINERALIZACIÓN DEL SECTOR, REGIÓN DE
ATACAMA, COPIAPÓ, CHILE.**

“Memoria presentada en conformidad a los requisitos para obtener el título de
Geólogo”

Profesor guía: Dr. Karl Riveros Jensen

Benjamín Alejandro Cortez García

Copiapó, Chile 2025

Agradecimientos

A mis padres Jaime Enrique Cortez Valenzuela y Elena Carmen García Vergara quienes han sido el pilar fundamental dentro de mi vida en todo aspecto, me han enseñado a ser quién soy hoy en día y creo que lo han hecho de la mejor manera, espero disfrutar mucho tiempo con ustedes y gracias de todo corazón por ser quienes son y apoyarme con tanto cariño, que sean eternas las conversaciones y los abrazos.

A mis hermanos mayores Jaime Andres Cortez y Jose Miguel Cortez por enseñarme cada vez que fuera necesario, siempre sinceros y con disposición de ayudarme en lo que sea. Deseo de todo corazón que sean felices en cualquier cosa que hagan y yo de poder estar presente para celebrar sus metas y también ayudarlos en la adversidad, así como lo han hecho conmigo. Sigamos jugando, compartiendo risas y experiencias.

A mis tíos más cercanos Eglantina García y Sergio Toledo por ser como unos segundos padres, por siempre estar ahí en cualquier cosa que necesitara y en todo el apoyo que me han brindado, que sepan que los amo tanto como a mis padres y que agradezco cada gesto de bondad que han tenido conmigo, espero siempre poder retribuir el cariño que me han brindado.

A mi pareja Yaravi Zárate por ser un pilar fundamental dentro de mi vida, llegaste justo cuando empecé mi vida universitaria y desde ahí siempre nos hemos apoyado hasta ahora, *ad portas* de entrar al mundo laboral. Gracias por la paciencia y por siempre estar preocupada por mí, por darme tu cariño con tus detalles y gestos de amor, has sido un sol en mi vida desde que llegaste, y aunque a veces esté nublado siempre puedo volver a disfrutar de tu cálida luz. Sigamos creciendo juntos, cumpliendo nuestras metas y sueños.

A mis amigos y compañeros, a todos los que me tendieron la mano en los momentos difíciles, con los que compartí risas y se sientan identificados de leer esto, pero especialmente a con los que estuve hasta el final de la carrera Joaquín Guerrero, Felipe Viñales y Joaquín Zúñiga. Ustedes son especiales para mí, son personas con las que compartí mucho tiempo y experiencias y espero que sean exitosos en todo lo que se propongan porque son personas sumamente habilidosas e inteligentes, agradezco que nuestros caminos se hayan cruzado y espero que, aunque se bifurquen por las responsabilidades, nuestros caminos siempre encuentren el rumbo para volvernos a juntar.

A todo el equipo de Atacama Kozan División Sol Naciente, ya que sin ellos no habría sido posible este trabajo. Me faltaría espacio para nombrarlos a todos, pero quiero dedicar unas palabras especialmente a la gente de geología Rafael Benavente y Sebastián Luna por la cercanía y la disposición de siempre ayudarme y enseñarme cosas nuevas, espero que cuando me toque a mí ser igual de bueno que ustedes, gracias por las risas y por hacer que la rutina fuera siempre más entretenida. También a Don Alexis Méndez, que, siendo el jefe de la división y sus amplias responsabilidades, desde un principio siempre tuvo la disposición de enseñarme lo que fuera de minería y siempre recordaré su espíritu de profesor.

A los memoristas Kevin Ortega y Loreto Muñoz por hacer de la experiencia más amena, gracias por la buena onda y la disposición de ayudarnos entre sí. Espero que ambos sean exitosos profesionales, pero que por sobre todo no se olviden de siempre ser buenas personas.

Me faltarían palabras para seguir nombrando a todos los que se me ocurren escribiendo esto, pero solo me queda agradecer a todos los que alguna vez tuvieron un gesto de bondad conmigo, en ayudarme en mi vida universitaria compartiendo su conocimiento, ayudando en algún trabajo o simplemente compartir una conversación y risas, gracias a todos los pusieron un granito de arena consciente o inconscientemente para que pudiera completar este proceso.

Finalmente, quiero agradecerme a mí mismo, por aprender a afrontar las adversidades de una manera tranquila y aprender de los errores, para siempre mejorar en todo aspecto y con la esperanza de que las cosas resulten bien al final del día. Así ha sido, y así seguirá siendo. Que sepas que nunca estuviste solo y no olvides a aquellos que te tendieron la mano, sigue así y podrás cumplir cualquier cosa que te propongas.

Resumen

El norte de Chile presenta una compleja historia tectónica vinculada a subducción, que han provocado la formación de un sistema de fallas muy amplio denominado el Sistema de Fallas de Atacama (SFA), activo desde el Jurásico y Cretácico. La mina subterránea Sol Naciente, ubicada en el distrito Punta del Cobre-Candelaria (el mayor sistema IOCG de la franja andina), alberga mineralización controlada por un régimen transpresivo sinistral, evidenciado por fallas y pliegues asimétricos (Arévalo y Grocott, 1997; Del Real *et al.*, 2023; Seymour *et al.*, 2024). Este estudio propone un modelo estructural-metalogénico para analizar cómo las fallas influyen en (i) la migración de fluidos formadores de calcopirita y (ii) la estabilidad geotécnica de las operaciones.

Se emplearon técnicas de mapeo estructural, análisis cinemático (*Dips y Faultkin*) y modelamiento tridimensional (*Leapfrog*) para identificar las principales familias de fallas (NS, NW-SE, EW) y su comportamiento. Los datos recolectados permitieron identificar un sistema de fallas cogenéticas que son consistentes con el modelo de *Riedel* (1929), junto a un régimen transpresional sinistral congruente con otros autores que han estudiado el distrito. Además, se caracterizaron fallas geológicas importantes que influyen en la operación minera, para su control y evaluación de riesgos geotécnicos que puedan generar.

A nivel práctico, los resultados ofrecen directrices para optimizar la explotación, identificando áreas de alto potencial mineralizado y mitigando riesgos en zonas críticas. También se destaca la importancia de reforzar el modelo estructural para anticipar riesgos, mejorar la gestión minera y contribuir al conocimiento geológico en la mina y en el área a través del aporte al modelo genético del yacimiento. Este trabajo contribuye significativamente al entendimiento de los depósitos IOCG en la región de Atacama, fortaleciendo el vínculo entre tectónica, geología estructural y mineralización, y proporcionando una base para futuros estudios en la región.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL – IOCG – FALLAS GEOLÓGICAS – TRANSPRESIÓN

Abstract

Northern Chile has a complex tectonic history linked to subduction, which has led to the formation of a very extensive fault system called the Atacama Fault System (AFS), active since the Jurassic and Cretaceous. The *Sol Naciente* subway mine, located in the Punta del Cobre-Candelaria district (the largest IOCG system in the Andean belt), hosts mineralization controlled by a sinistral transpressional regime, evidenced by asymmetric faults and folds (Arevalo and Grocott, 1997; Del Real et al., 2023; Seymour et al., 2024). This study proposes a structural-metallogenic model to analyze how faults influence (i) the migration of chalcopyrite-forming fluids and (ii) the geotechnical stability of operations.

Structural mapping, kinematic analysis (Dips and Faultkin) and 3D modeling (Leapfrog) techniques were used to identify the main fault families (NS, NW-SE, EW) and their behavior. The data collected allowed the identification of a cogenetic fault system that is consistent with the Riedel (1929) model, together with a sinistral transpressional regime congruent with other authors who have studied the district. In addition, important geological faults that influence the mining operation were characterized, for their control and evaluation of geotechnical risks they may generate.

On a practical level, the results offer guidelines to optimize exploitation, identifying areas of high mineralized potential and mitigating risks in critical areas. It also highlights the importance of reinforcing the structural model to anticipate risks, improve mine management and contribute to the geological knowledge in the mine and in the area through the contribution to the genetic model of the deposit. This work contributes significantly to the understanding of the IOCG deposits in the Atacama region, strengthening the link between tectonics, structural geology and mineralization, and providing a basis for future studies in the region.

STRUCTURAL GEOLOGY - IOCG - GEOLOGICAL FAULTS - TRANSPRESSION

ÍNDICE DE CONTENIDOS

Contenido

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Problema de investigación.....	1
1.2 Hipótesis.....	3
1.3 Objetivos	4
1.3.1 Objetivo general	4
1.3.2 Objetivos específicos	4
1.4 Ubicación y acceso al área de estudio	4
1.5 Antecedentes generales de la mina.....	6
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	10
2.1 Deformación frágil	10
2.2 Estructuras tectónicas y características principales.....	11
2.3 Indicadores cinemáticos	13
2.4 Depósitos tipo IOCG.....	15
CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO	20
3.1 Geología regional	20
3.2 Geología local.....	22
3.3 Configuración tectónica-estructural	24
3.4 Mineralización y alteración	27
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA	30
4.1 Trabajo pre-terreno	30
4.2 Trabajo de terreno	30
4.3 Modelamiento estructural.....	31
CAPÍTULO 5: RESULTADOS	33
5.1 Definición de los sistemas estructurales principales	33
5.2 Caracterización de las estructuras	38
5.2.1 Fallas mayores	39
5.2.2 Fallas menores	50
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN	53
6.1 Análisis estructural y cronología de eventos tectónicos.....	53
6.2 Alcances y limitaciones del estudio	58
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	59
CAPÍTULO 8: BIBLIOGRAFÍA	61

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Problema de investigación

Los depósitos de óxido de hierro, cobre y oro (*iron-oxide-copper-gold*; IOCG) (Hitzman *et al.*, 1992), se encuentran definidos principalmente por su elevado contenido de magnetita y/o hematita, sin embargo, constituyen un clan amplio y mal definido, relacionado con una variedad de ambientes tectono-magmáticos (Sillitoe, 2003). Desde el punto de vista económico, los yacimientos de IOCG más importantes son los del distrito de Carajás, en Brasil (Arcaico, cratón amazónico); los del cratón de Gawler y los distritos de Cloncurry, en Australia (entre el Paleoproterozoico tardío y el Mesoproterozoico, en entornos intracratónicos o relacionados con una subducción distal), y aquellos del cinturón Andino IOCG-IOA, asociados al arco jurásico-cretácico del margen continental extendido en Chile y Perú (Sillitoe, 2003; Williams *et al.*, 2005).

Poseen algunas características generales que las posicionan como focos inherentes de interés minero productivo, debido al potencial tamaño que pueden alcanzar los yacimientos de este tipo junto con la mineralización metálica asociada a este tipo de depósitos, como lo son (Williams *et al.*, 2005): (1) la presencia de cobre (Cu) como metal económico principal, con o sin oro (Au) asociado; (2) estilos mineralizantes hidrotermales (vetas, brechas y reemplazos) controlados estructuralmente; y (3) la abundancia de magnetita y/o hematita, aunque en algunos distritos la composición de la roca huésped puede inhibir localmente la formación de estos óxidos de hierro (Williams, 2001; Knight *et al.*, 2002). Un rasgo geoquímico clave es (4) la presencia de óxidos de hierro con contenidos de titanio (Ti) significativamente más bajos que los observados en rocas ígneas comunes. Finalmente, (5) a diferencia de los depósitos de pórfidos cupríferos o skarns, los IOCG carecen de una asociación espacial directa con intrusiones ígneas coetáneas, aunque esta definición excluye explícitamente aquellos depósitos vinculados a complejos de carbonatita (e.g., Phalaborwa; Groves y Vielreicher, 2001).

El cinturón IOCG más joven (Cretácico Inferior; Sillitoe, 2003), se encuentra distribuido en la Cordillera de la Costa del norte de Chile y el sur de Perú, donde forma parte del arco volcánico-plutónico de edad comprendida entre el Jurásico al Cretácico

temprano. Este arco se caracteriza por el emplazamiento de complejos plutónicos toleíticos a calcoalcalinos, de composición gabro-granodiorítica y de origen primitivo derivados del manto (Sillitoe, 2003).

En la Cordillera de la Costa se encuentra emplazado El Sistema de Falla Atacama (SFA), el cual se encuentra activo desde al menos el Jurásico Superior. Este sistema está compuesto por fallas con una orientación general norte-sur, así como por fallas secundarias con orientaciones noreste y noroeste. Estas fallas controlan principalmente la distribución de yacimientos de tipo óxidos de hierro-cobre-oro (Vivallo *et al.*, 2008).

El distrito Punta del Cobre-Candelaria, ubicado al sur de Copiapó, constituye el mayor sistema IOCG del Cinturón andina, con una mineralización controlada por estructuras transpresivas del Cretácico Temprano (Del Real *et al.*, 2023; Marschik y Fontboté, 2001a). La deformación se caracteriza por un régimen de transpresión sinistral (acortamiento NW-SE) respaldado por diversos autores (Arévalo y Grocott, 1997; Arévalo, 1999; Seymour *et al.*, 2024), evidenciado por fallas de alto ángulo NNW-NW que alojan vetas y cuerpos mineralizados, así como por pliegues asimétricos de orientación NNE, como el anticlinorio Tierra Amarilla (Del Real *et al.*, 2023). Estas estructuras, activas entre ~118 y 110 Ma, se desarrollaron sincrónicamente con el emplazamiento del Batolito de Copiapó (La Brea: ~118 Ma; San Gregorio: ~115 Ma), el cual generó zonas de cizalla y foliación paralela a contactos intrusivos, favoreciendo la canalización de fluidos hidrotermales (Marschik y Fontboté, 2001; Del Real *et al.*, 2023).

La mineralización principal (~115 Ma) está asociada a pulsos de alteración potásica y skarns, concentrándose en contactos estratigráficos (Andesita Inferior/Unidad Volcánico-Sedimentaria) y estructuras NNW. La partición de esfuerzos durante la transpresión permitió la coexistencia de fallas sinistralas, pliegues invertidos y diques NW, reflejando un ajuste cortical durante la transición de régimen extensional a compresivo en el margen andino (Del Real *et al.*, 2023). Este marco estructural no solo controló la distribución de los depósitos (ej: Candelaria), sino que también marcó el inicio de la inversión tectónica regional, clave para modelos exploratorios en ambientes IOCG (Marschik y Fontboté, 2001).

La mina subterránea Sol Naciente perteneciente a la empresa S.C.M. Atacama Kozan, se encuentra caracterizada por ser un depósito mineral IOCG emplazada en el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) (Arévalo, 2005). El desarrollo de la mina subterránea se encuentra enfocado en la explotación de material con sulfuro de cobre, a través de la extracción de calcopirita (Cpy) y en menor medida bornita (Bn), el cual se encuentra emplazado en rocas volcánicas andesíticas correspondientes a la Formación Punta del Cobre. Las estructuras que actuaron como fuente alimentadora de la mineralización aún no se encuentran bien definidas y es parte de este trabajo esclarecer qué estructuras del Sistema de Fallas de Atacama controlan la mineralización de la mina Sol Naciente, o si, más bien, la mineralización se emplaza a través de fallas principales o a través de fallas menores secundarias y asociadas al SFA en el sector.

En virtud de ello, el propósito de este estudio se enfoca en entender y definir las diferentes estructuras geológicas presentes en la mina, incluyendo tanto fallas principales como secundarias del Sistema de Fallas de Atacama, y cómo estas influyen en la mineralización mediante un modelamiento estructural. Este análisis permitirá: 1) determinar si la mineralización está controlada por estructuras mayores o por fallas menores asociadas al SFA en el sector; 2) caracterizar estructuras posteriores que afectan las vetas mineralizadas; y 3) establecer un modelo estructural-metalogénico que integre los sistemas de fallas con los pulsos mineralizantes identificados en la Formación Punta del Cobre, unidad que alberga a la mina Sol Naciente.

1.2 Hipótesis

La mina Sol Naciente se encuentra controlada por estructuras geológicas, especialmente por fallas tectónicas con desplazamientos considerables. Esta configuración estructural provoca gran incertidumbre en la posición y continuidad de los bloques mineralizados.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

- Elaborar un modelo estructural-metalogénico que permita entender el comportamiento de la mineralización en la mina Sol Naciente.

1.3.2 Objetivos específicos

- Determinar la orientación, cinemática y texturas internas de las fallas y vetas presentes en la mina subterránea.
- Determinar la geocronología relativa de los eventos estructurales relacionados a la mineralización y/o alteración a través del mapeo estructural y sus relaciones de corte.
- Identificar las estructuras geológicas críticas que podrían afectar la estabilidad, con el fin de prevenir riesgos geotécnicos durante las futuras labores operacionales.
- Proponer un modelo de cizalle para las estructuras geológicas presentes en la mina subterránea en consistencia con modelos clásicos (e.g., Riedel, 1929) identificando conductos y barreras para la mineralización.

1.4 Ubicación y acceso al área de estudio

La mina Sol Naciente se encuentra ubicada en la región de Atacama, a 10 km al este de Copiapó y 15 km al norte de Atacama Kozan (Minera Nittetsu Chile Ltda., 2016). La mina Sol Naciente se ubica en la latitud 27°21' y longitud 70°13' y se accede desde Copiapó por la Av. Copayapu hasta el cruce con la ruta 31, se continúa a través de ella, tomando luego la ruta C-373 (**Figura 1.2**) que corresponde a un camino estabilizado con bischofita que conduce directamente a las instalaciones mineras. Las coordenadas UTM de la mina son: 6972543m N; 379220m E. La mina incluye la pertenencia minera Don Rubén 101/140 y se extiende 2,47 km subterráneamente hasta la pertenencia Palena 1/15 (**Figuras 1.1 y 1.2**).

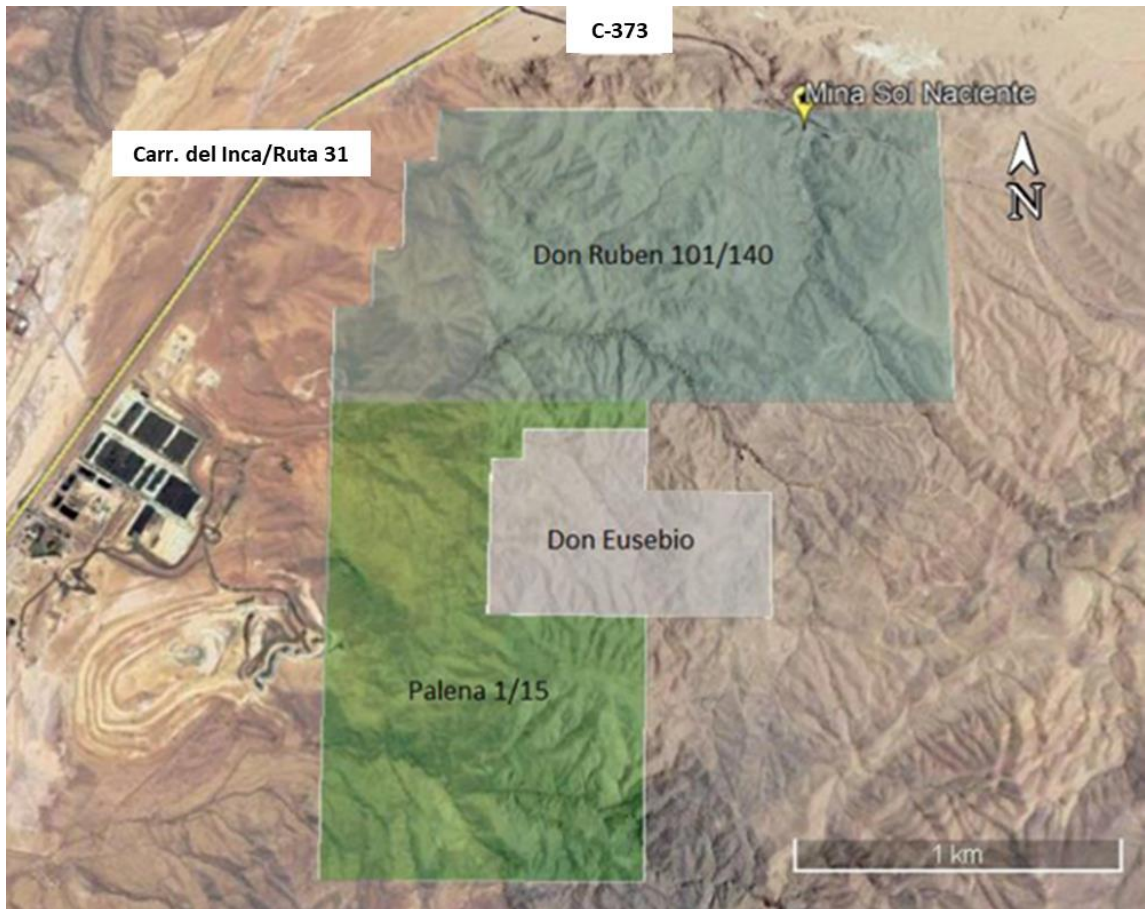


Figura 1.2: Imagen tomada de Google Earth que indica la ubicación precisa de la mina Sol Naciente con respecto a la ruta principal de acceso y las respectivas concesiones mineras en dónde se encuentra situada, las cuales corresponden a Don Rubén 101/140 y Palena 1/15.

1.5 Antecedentes generales de la mina

Sol Naciente es una mina subterránea con una estructura compleja y bien equipada para manejar sus operaciones. La mina está organizada en cuatro niveles operativos con sus respectivos mapas subterráneos: Nivel 450 (**Figura 1.3**), Nivel 420 (**Figura 1.4**), Nivel 390 (**Figura 1.5**) y Nivel 360 (**Figura 1.6**). Por lo general, las labores al interior de la mina tienen dimensiones de 4x4 metros y cuentan con dos caserones activos, el Caserón SN-01 y el Caserón SN-03, además del Caserón SN-02 que aún permanece inactivo. El acceso y la comunicación entre los niveles se realizan a través de una rampa principal de aproximadamente 2.468 metros de longitud.

En la faena Sol Naciente, se aplica el método de explotación *sublevel stoping* debido a sus características geológicas y estructurales que se adaptan bien a este tipo de explotación. Este método es particularmente adecuado para los yacimientos tabulares de forma vertical o subvertical, como los que se encuentran en Sol Naciente, con un espesor considerable superior a 10 metros, lo cual es ideal para este enfoque minero.

En Sol Naciente, el *sublevel stoping* se lleva a cabo en yacimientos que presentan bordes y contactos regulares, lo cual facilita la implementación efectiva del método. La mina explota cuerpos mineralizados masivos y mantos de gran potencia, los cuales son divididos en caserones separados por pilares. Estos pilares actúan como soporte temporal durante la extracción del mineral y pueden ser recuperados posteriormente, permitiendo una extracción más completa del recurso.

Para garantizar la estabilidad durante el proceso, es crucial que tanto la roca mineralizada como la roca circundante sean competentes y autosoportantes. Esta estabilidad es necesaria para evitar colapsos o problemas estructurales en zonas de desconfinamiento del macizo rocoso (e.g., caserón vacío, túneles, rampas, etc.), que pueden tener dimensiones significativas, especialmente en el sentido vertical.

En el proceso de *sublevel stoping*, el mineral es excavado en tajadas verticales. Una vez que se ha excavado una tajada, se deja el caserón vacío, donde el mineral arrancado se recolecta en embudos o zanjas ubicadas en la base del caserón. Estos embudos facilitan la recolección del mineral, que luego se transporta a través de una galería de transporte, también conocida como nivel base o nivel de producción. Este nivel base incluye estocadas de carguío que permiten habilitar los puntos de extracción, optimizando el proceso de extracción y transporte del mineral.

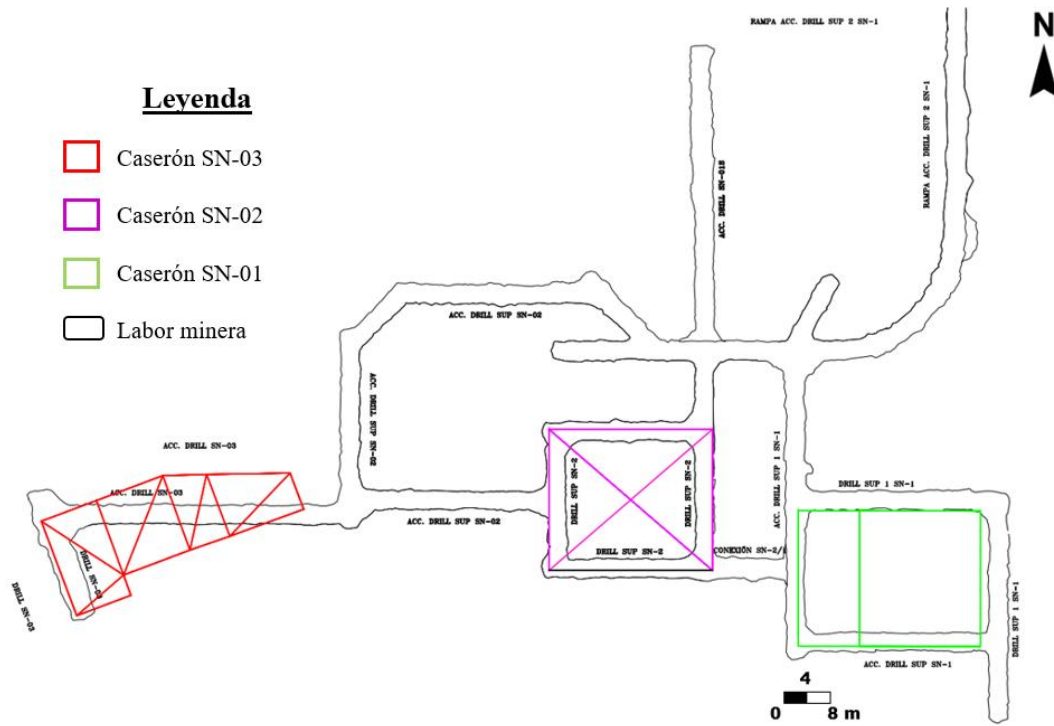


Figura 1.3: Mapa del nivel 450 con vista en planta, en rojo está el Caserón SN-03, en magenta el Caserón SN-02 y en verde el Caserón SN-01 (modificado de Atacama Kozan, 2024a).

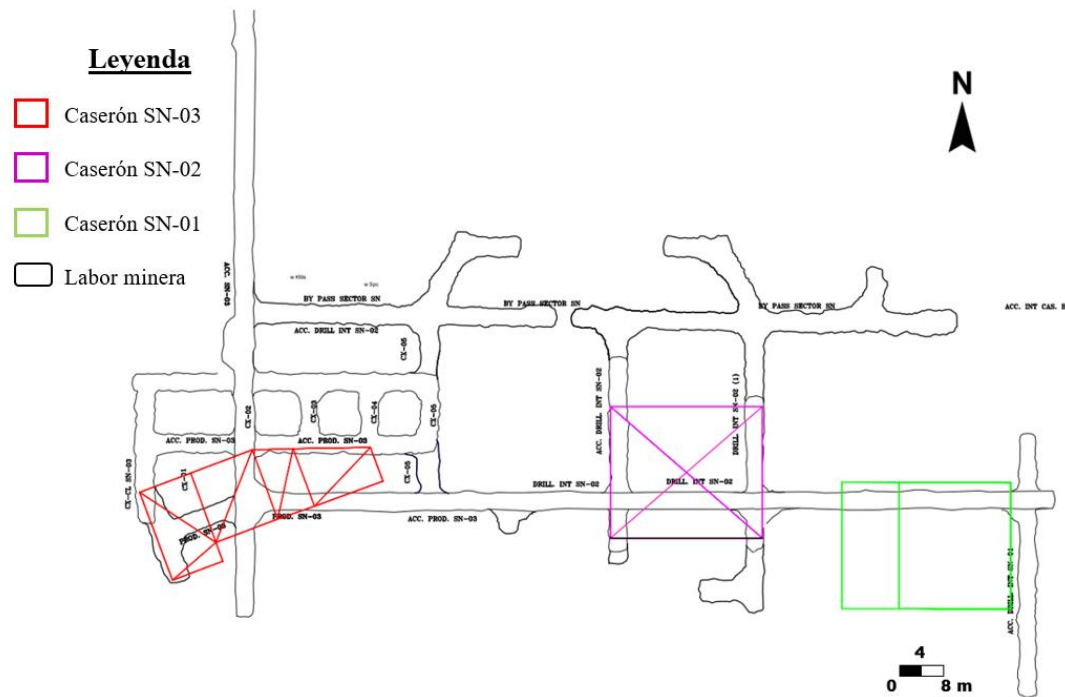


Figura 1.4: Mapa del nivel 420 con vista en planta, en rojo está el Caserón SN-03, en magenta el Caserón SN-02 y en verde el Caserón SN-01 (modificado de Atacama Kozan, 2024a).

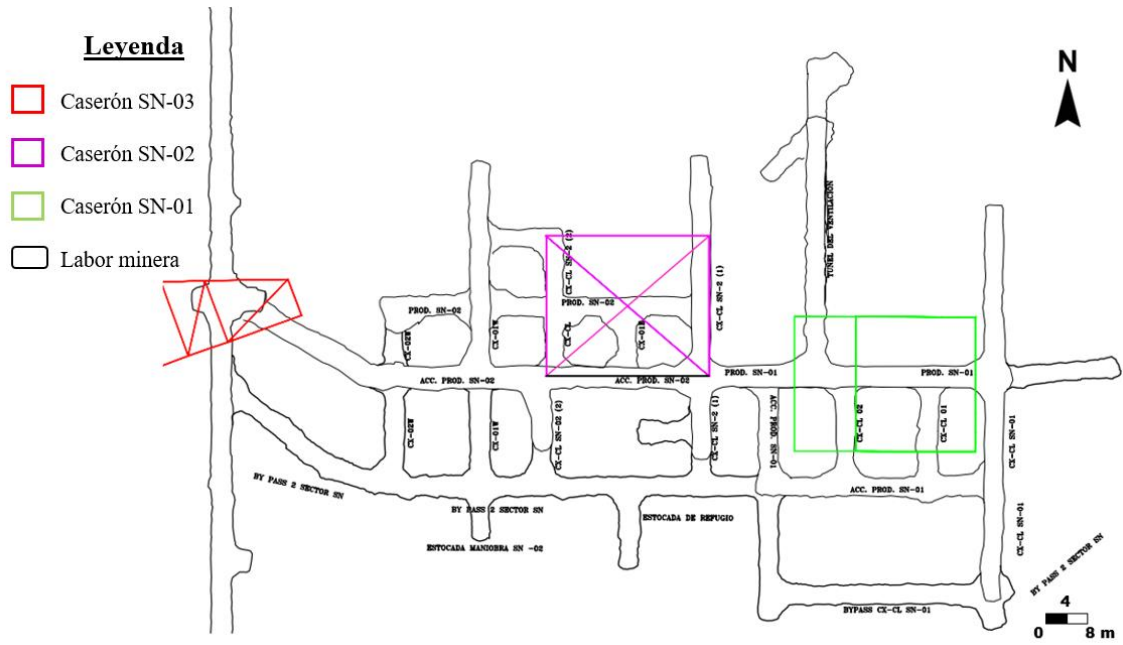


Figura 1.5: Mapa del nivel 390 con vista en planta, en rojo se ve parte de lo que contempla el Caserón SN-03, en magenta el Caserón SN-02 y en verde el Caserón SN-01 (modificado de Atacama Kozan, 2024a).

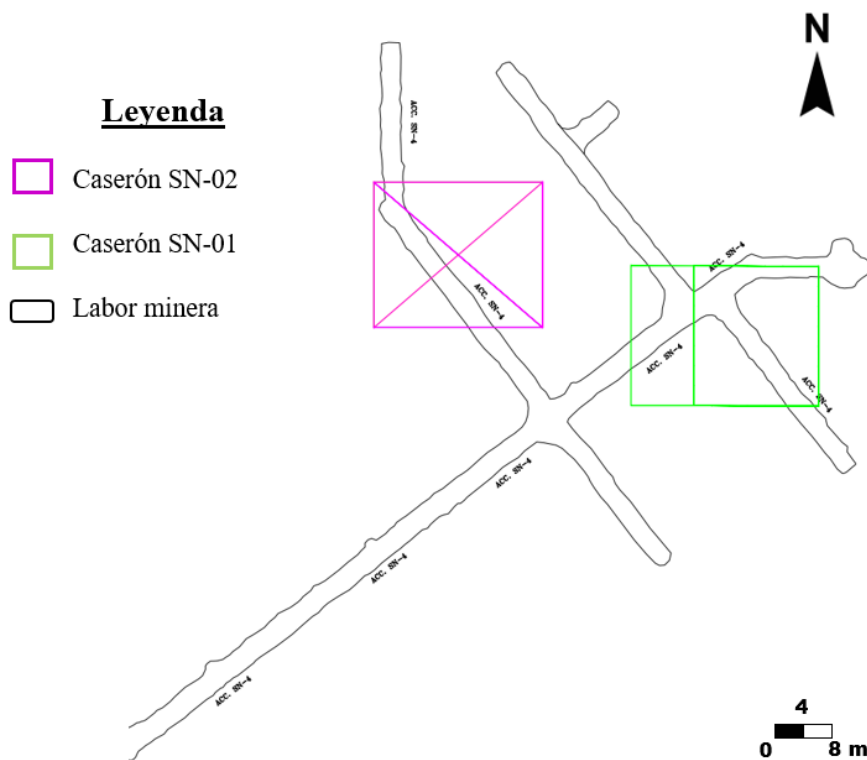


Figura 1.6: Mapa del nivel 360 con vista en planta, en magenta se observa el Caserón SN-02 y en verde el Caserón SN-01 (modificado de Atacama Kozan, 2024a).

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1 Deformación frágil

La deformación de la corteza superior terrestre, a profundidades menores de aproximadamente 15 km y a temperaturas inferiores a 300° C (**Figura 2.1**), se distingue por el desarrollo de estructuras frágiles, como fracturas y fallas, inducidas por esfuerzos diferenciales (Scholz, 1988).

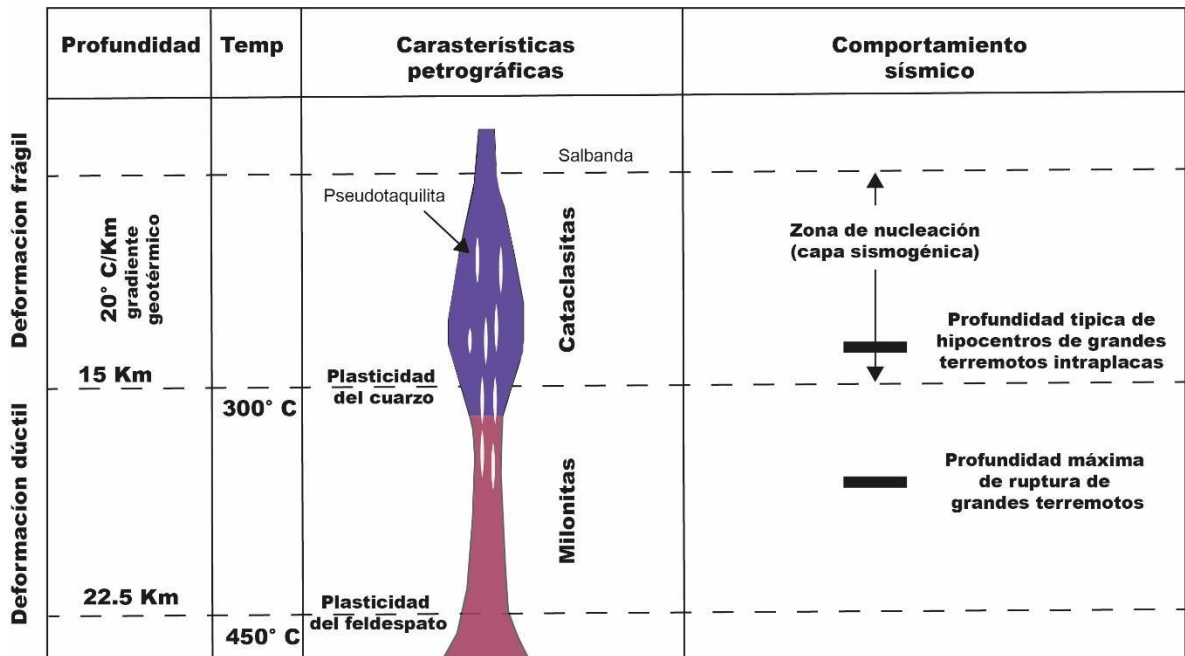


Figura 2.1: Diagrama que ilustra la deformación de la corteza terrestre en función de la temperatura y la activación de la plasticidad del cuarzo y el feldespato (modificado de Scholz, 1988).

Las fallas geológicas son fracturas en la corteza terrestre donde ocurre un desplazamiento significativo. Estas se caracterizan por la ruptura y desintegración mecánica de la roca a lo largo del plano de movimiento (Ramsay y Huber, 1987).

Según su desplazamiento o cinemática, las fallas se clasifican en normales, de rumbo o inversas (**Figura 2.2**). No obstante, en la naturaleza, la mayoría de estas se comportan de manera oblicua, combinando más de una dirección en su desplazamiento. Las fallas normales se forman bajo estados de esfuerzos extensionales, donde el eje de esfuerzo principal σ_1 es vertical, y los esfuerzos σ_2 y σ_3 son horizontales. Las fallas de rumbo se

caracterizan porque la mayor parte del movimiento ocurre en paralelo a su rumbo. Estas se originan en ambientes tectónicos tanto extensivos como compresivos, en zonas donde los esfuerzos σ_1 y σ_3 son horizontales, y σ_2 es vertical. Por último, las fallas inversas se desarrollan bajo estados de esfuerzos compresivos, donde los ejes de esfuerzo σ_1 y σ_2 son horizontales y σ_3 es vertical (Fossen, 2016).

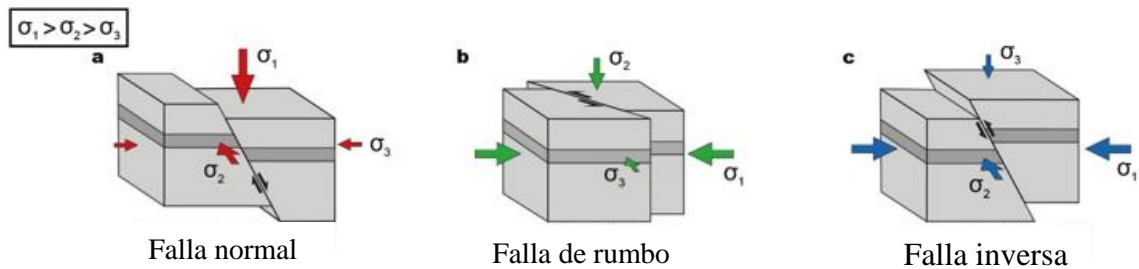


Figura 2.2: Clasificación de fallas de acuerdo al movimiento respectivo entre bloques a) fallamiento normal b) falla de rumbo c) fallamiento inverso (modificado de Heidbach *et al.*, 2018).

2.2 Estructuras tectónicas y características principales

El modelo de *Riedel* (1929), ayuda a explicar la evolución estructural progresiva de las fallas de rumbo frágiles producidas por esfuerzos que afectan directamente a la corteza terrestre. La deformación puede ser tanto frágil como dúctil, pudiendo formar fallas en ambos casos, aunque en general se forman en etapas de deformación frágil principalmente en los niveles superiores de la corteza donde el desplazamiento tuvo lugar en un plano de falla bien definido, no obstante, también se generan ambientes dúctiles en profundidad que se caracterizan por una deformación importante a través de una zona de cizalla principal (Babín y Gómez, 2010).

Por otro lado, los indicadores cinemáticos nos permiten conocer la cinemática o movimiento de las fallas, a su vez, las relaciones geométricas y cinemáticas del modelo de *Riedel* (1929), se generan frecuentemente en afloramientos rocosos que poseen una reología frágil (Ayala, 2017). El sistema de *Riedel* representa gráficamente la orientación y cinemática de las estructuras tectónicas asociadas o secundarias, generadas a causa del movimiento de una falla de rumbo principal o maestra (Y en **Figura 2.3**):

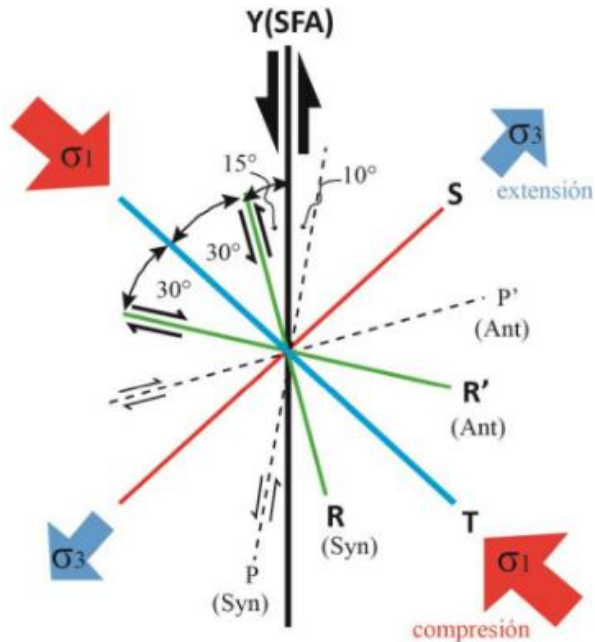


Figura 2.3: Fallas secundarias generadas a través de un plano de falla principal (Y) que experimenta un movimiento de cizalla sinistral.

1. Fallas de rumbo conjugadas: estas pueden ser dextrales (antitéticas) o sinistralas (sintéticas).
2. Estructuras de compresión (S): compuesto por cabalgamientos, fallas inversas, estilolitas y *horst*.
3. Estructuras de expansión (T): estas se componen de fallas normales, fracturas tensionales o grábenes.

Las familias de estructuras que fueron registradas en el experimento de *Riedel* (1929) fueron: (i) estructuras sintéticas R que se forman a un ángulo de 15-25° respecto a la principal; (ii) estructuras antitéticas R', que corresponden a otra familia de sentido contrario, a unos 75° del mismo; (iii) estructuras T denominadas como grietas de extensión que se encuentran a 45° de la banda de cizalla; una familia de microfallas, definidas como (iv) estructuras sintéticas P, con el mismo sentido de desplazamiento que la cizalla principal y con disposición simétrica respecto a las R; pliegues correspondientes a las (v) estructuras antitéticas P', a -45° de la falla principal; (vi) planos de esquistosidad S con la misma orientación que los pliegues (*Carrera et al.*, 1997).

Los dúplexes son estructuras imbricadas situadas entre dos fallas mayores, resultado de una deformación progresiva (**Figura 2.4**) (Woodcock y Fischer, 1986). La formación de un dúplex está asociada con el desarrollo de fracturas de *Riedel*. En las zonas terminales de estos sistemas pueden formarse arreglos imbricados en abanico, conocidos también como "colas de caballos" (Woodcock y Fischer, 1986).

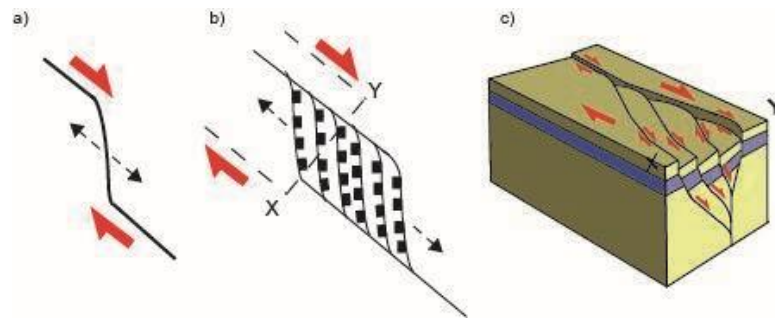


Figura 2.4: Evolución de un sistema transcurrente dextral; a) inflexiones extensionales, b) desarrollo de dúplex extensionales, c) estructura en flor negativa (Obtenido de Twiss y Moores, 1992).

Cuando los dúplex se forman en codos o saltos de relajación (**Figura 2.5**), predominan la extensión, la subsidencia y el desarrollo de fallas normales oblicuas en su interior. Este mismo principio se aplica a las estructuras tipo abanico o "wing crack," que se generan en las terminaciones de los sistemas de fallas de rumbo (Woodcock y Fischer, 1986).

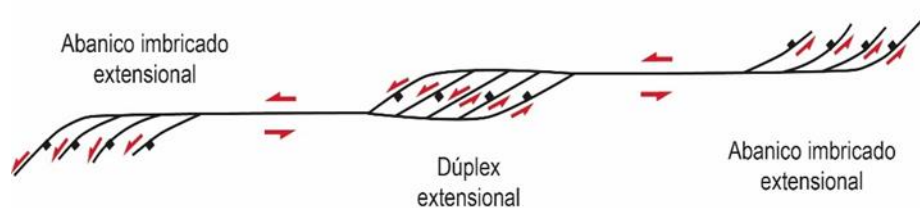


Figura 2.5: Vista en planta de un sistema de falla de rumbo sinistral, donde se observa el desarrollo de estructuras extensionales del tipo dúplex (obtenido de Woodcock, 1986).

2.3 Indicadores cinemáticos

Como consecuencia del cizalle, se forman estructuras que registran el sentido del desplazamiento, conocidas como indicadores cinemáticos (**Figura 2.6**). Las estrías son

lineaciones milimétricas a centimétricas en el plano de desplazamiento generada por la fricción en la roca durante el fallamiento (Fossen, 2016). Por otro lado, la precipitación de fluidos durante la apertura de la falla forma minerales fibrosos en las irregularidades del plano, que indicarían la dirección del vector de movimiento de la falla (Ramsay, 1987). El plano de falla también puede registrar estructuras secundarias tipo *Riedel* (R, R', T, P) formadas por los esfuerzos a los que es sometida la roca (Petit, 1987).

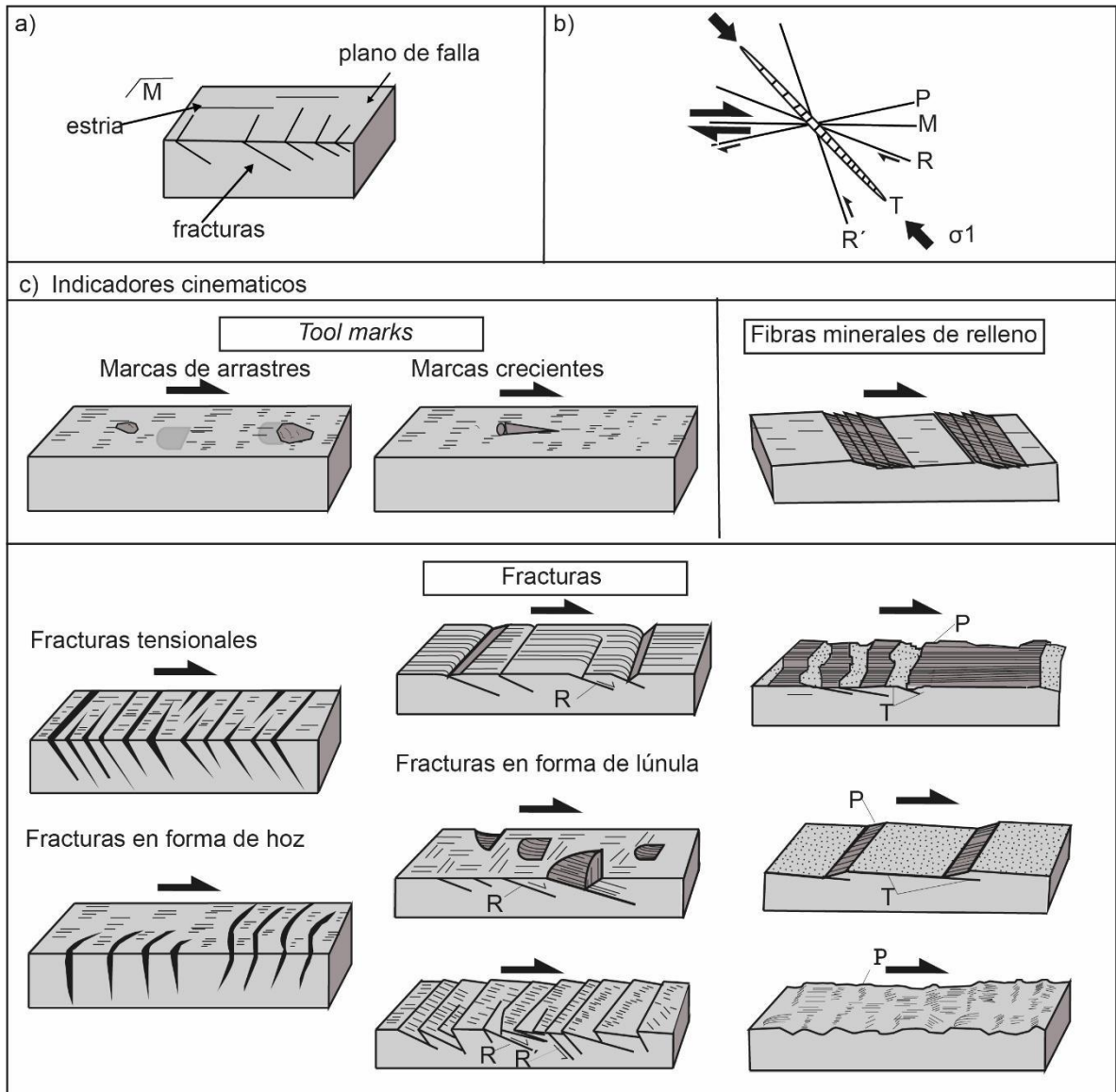


Figura 2.6: a) Esquema que señala el fracturamiento generado en una cizalla dextral sobre un plano de falla (M). b) Geometría *Riedel* de las fracturas sometidas bajo un esfuerzo σ_1 . c) Indicadores cinemáticos (obtenido de Petit, 1987).

2.4 Depósitos tipo IOCG

Los depósitos de óxido de hierro, cobre y oro (IOCG) han sido clasificados por diversos autores (Barton y Johnson, 2004; Hitzman *et al.*, 1992; Barra *et al.*, 2017) principalmente en base a sus características geoquímicas., las cuales no especifican la configuración tectónica, el entorno geológico, o las fuentes de los fluidos formadores de minerales, metales u otros componentes. Algunas características clave de estos depósitos son: (1) Los depósitos de mineral de Cu, ya sea con o sin presencia de Au, se caracterizan por ser metales económicos. (2) Estos depósitos suelen estar asociados con estilos de minerales hidrotermales y están influenciados por fuertes controles estructurales. (3) Además, suelen contener una cantidad significativa de magnetita y/o hematita, (4) así como óxidos de Fe con una proporción de Fe/Ti superior a la mayoría de las rocas ígneas y de la corteza terrestre. (5) Es importante destacar que no muestran asociaciones espaciales claras con intrusiones ígneas como los pórfidos y depósitos de mineral de skarn (Williams *et al.*, 2005).

Estos depósitos IOCG son numerosos y ampliamente distribuidos en el espacio-tiempo; ocurren en todos los continentes y varían sus edades desde el presente hasta al menos el Arcaico tardío (Williams *et al.*, 2005).

El depósito IOCG del cinturón Andino IOCG-IOA, emplazado en el arco magmático continental extendido del jurásico-cretácico, se caracteriza por voluminosos complejos plutónicos toleíticos a calcoalcalinos, que varían en composición desde gabro hasta granodiorita, con un origen primitivo derivado del manto (Sillitoe, 2003; Williams *et al.*, 2005).

Este vulcanismo de arco del Jurásico tardío al Cretácico temprano ocurrió a lo largo del borde/límite este de la Cordillera de la Costa, al menos desde las latitudes 26°-29° S, donde está representado por hasta 3000 m de andesita basáltica, rocas volcánicas de andesita y dacita ahora asignadas al grupo Punta del Cobre (Lara y Godoy, 1998), sede del distrito IOCG Candelaria-Punta del Cobre (p. ej., Marschick y Fontboté, 2001a).

Los grandes depósitos compuestos IOCG se originaron por el ingreso de fluido mineral a secuencias volcánicas-sedimentarias relativamente permeables. Los estilos de mineralización se separan con base en la morfología del depósito y dictado en parte por parámetros litológico-estructurales, tales pueden ser: vetas, brechas hidrotermales, mantos de reemplazo, skarn cálcicos y depósitos compuestos que combinan todos o muchos de los tipos anteriores (**Figura 2.7**). Los depósitos compuestos más grandes (p. ej., Candelaria y Punta del Cobre), ocurren dentro de secuencias volcánicas-sedimentarias de hasta 2 km de contacto con plutones y en íntima asociación con los principales sistemas de fallas paralelas al orógeno (Sillitoe, 2003).

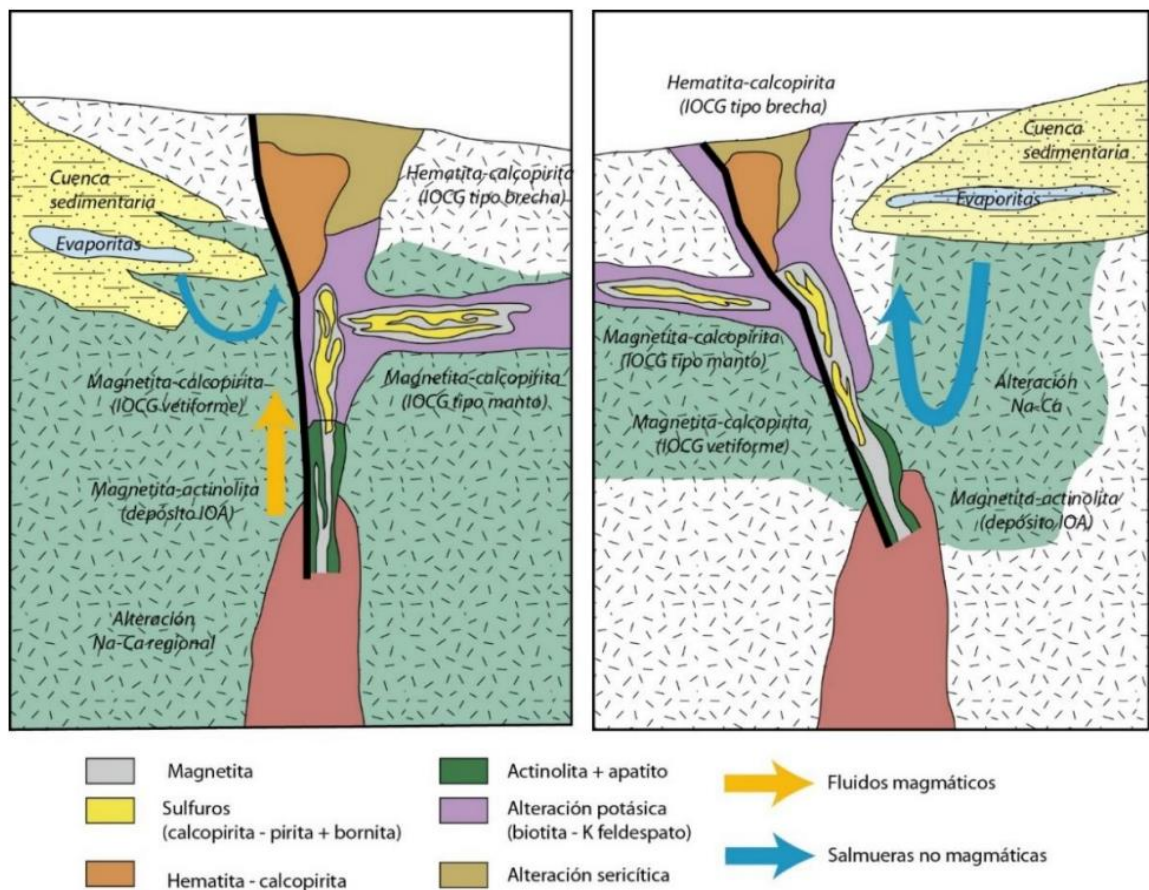


Figura 2.7: Representación esquemática de los dos modelos propuestos para el origen de los depósitos IOCG. (A) Modelo magmático-hidrotermal: los fluidos y metales son de origen magmático con menor aporte de rocas basales y/o volcánicas; (B) los fluidos se derivan de cuencas sedimentarias y son calentados por una fuente ígnea. Los metales se lixivian de rocas hospedantes sedimentarias y/o volcánicas. También se muestran los diferentes estilos de mineralización y el posible vínculo con depósitos IOA más profundos. (modificado de Barra *et al.*, 2017)

Los depósitos masivos de magnetita se emplazan en el mismo cinturón que muchos de los depósitos de IOCG, en una distancia longitudinal de casi 700 km entre las latitudes 25 y 31° S en el norte de Chile (**Figura 2.8**) (Sillitoe, 2003). La inclusión de los yacimientos de magnetita como miembros finales del clan IOCG (Hitzman *et al.*, 1992) se sustenta en la abundancia de magnetita en fases tempranas de muchos depósitos IOCG, junto con la aparición de pirita, calcopirita y oro en etapas tardías en yacimientos de magnetita masiva (ej. Marcona, El Romeral, Cerro Negro Norte; Bookstrom 1977; Injoque *et al.*, 1988; Vivallo *et al.*, 1995). Este vínculo se refuerza por la presencia común de minerales de alteración y ganga característicos, especialmente actinolita y apatita, aunque nunca se observa una transición directa entre ambos tipos de yacimientos.

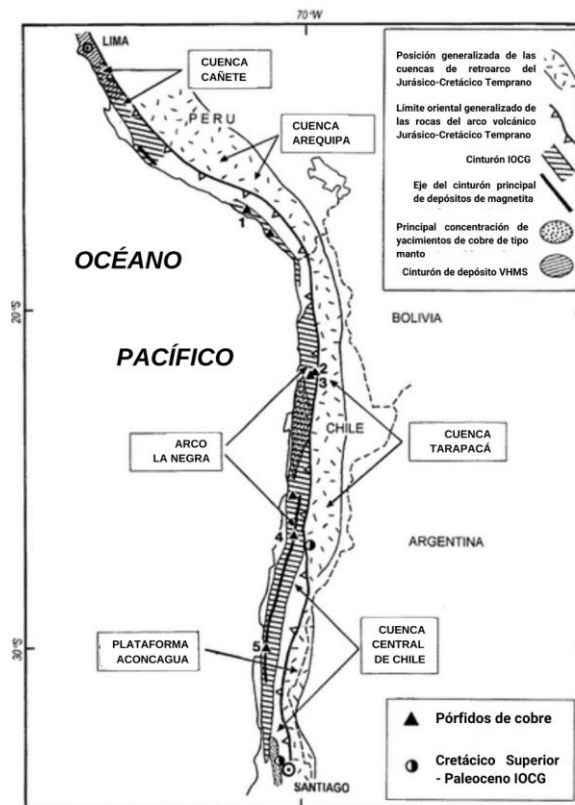


Figura 2.8: Posición del cinturón Andino IOCG-IOA (norte de Chile-sur de Perú) con respecto al arco magmático del jurásico-cretácico temprano y a una serie de cuencas de trasarco interconectadas a lo largo de su lado oriental. Se muestran las localizaciones aproximadas de los segmentos de arco y de las cuencas intra- y trasarco mencionadas en el texto. (modificado de Sillitoe, 2003).

Los yacimientos tipo pórfido de cobre e IOCG de la Cordillera de la Costa se distinguen fácilmente debido a (Sillitoe, 2003): (i) Los pórfidos cupríferos presentan alteración potásica y mineralización de cobre-(oro) confinadas a *stocks* pórfidos, ausentes en los depósitos IOCG; (ii) En pórfidos cupríferos son típicas las vetillas de cuarzo con calcopirita (completa o parcial) y vetillas tipo D¹ inexistentes en IOCG; (iii) Los IOCG se definen por óxidos de hierro (magnetita/hematita), que en pórfidos cupríferos son escasos o ausentes.

Algunos investigadores consideran que los yacimientos estratoligados de hierro-cobre (ej: Mantos Blancos) podrían pertenecer al clan IOCG (Williams *et al.*, 1999; Pollard, 2000), agrupándolos junto a los IOCG clásicos en una categoría común (Injoque, 2000). Incluso se ha sugerido que estos depósitos estratoligados representan facies superficiales de sistemas IOCG más profundos (Vivallo y Henríquez, 1998; Orrego *et al.*, 2000). Sin embargo, no existen evidencias claras de una relación genética directa entre los yacimientos estratoligados y los IOCG típicos. Si bien no puede descartarse completamente algún vínculo, se requiere mayor evidencia geológica para sustentar esta conexión (Sillitoe, 2003).

Algunos trabajos han demostrado que algunas de las vetas ricas en hematita pueden transicionar hacia vetas ricas en magnetita, como se ha visto en los yacimientos Julia (Espinoza *et al.*, 1998), Las Ánimas (Gelcich *et al.*, 1998) y, según recientes perforaciones profundas, en Mantoverde (Zamora y Castillo, 2001) y El Salado (Browne *et al.*, 2000), apoyando la zonación vertical general de la mineralización en los depósitos IOCG (Hitzman *et al.*, 1992). Un cambio transicional similar, desde magnetita a hematita hacia la superficie y los márgenes del sistema mineralizado también se ha documentado en el distrito Candelaria-Punta del Cobre (Marschik y Fontboté, 2001b).

Una proporción considerable de magnetita en las vetas ricas en hematita es la variedad *mushketovita*: pseudomorfa después de la hematita especular (Ruiz *et al.*, 1965). Además, la hematita tardía a menudo corta y reemplaza a la magnetita. Este fenómeno de magnetita sucediendo a la hematita se ha observado recientemente en los distritos Candelaria-Punta

¹ Vetillas tipo D (Sillitoe, 2003): Vetillas tardías en pórfidos cupríferos, dominadas por pirita (>90%) con bordes de sericita, de escala milimétrica a centimétrica. Ausentes en IOCG.

del Cobre (Marschik y Fontbote' 2001b) y Raúl-Condestable (de Haller *et al.*, 2002), así como en la mina Justa (Moody *et al.*, 2003). Los óxidos de hierro suelen ser seguidos por pirita y sulfuros de cobre (p. ej., Ruiz *et al.*, 1965), aunque en algunos casos se solapan temporalmente (Sillitoe, 2003).

Los óxidos de hierro generalmente están cortados por pirita, calcopirita y otros sulfuros, aunque en algunos casos se pueden sobreponer temporalmente (Williams *et al.*, 2005). Las vetas ricas en magnetita contienen actinolita, biotita, cuarzo, apatito local, clinopiroxeno, granate, hematita y feldespato K, y poseen estrechos halos de alteración con actinolita, biotita, albita, feldespato K, epidota, cuarzo, clorita, sericita y escapolita (Hitzman *et al.*, 1992; Pollard, 2000). En contraste, las vetas ricas en hematita tienden a contener sericita y/o clorita, con o sin feldespato K o albita, y halos de alteración caracterizados por estos mismos minerales (Marschik y Fontboté, 2001b; Vivallo y Henríquez, 1998). Ambos subtipos de IOCG tienden a ser relativamente pobres en cuarzo (Sillitoe, 2003). La hematita especular está comúnmente asociada con calcita de grano grueso y ankerita (Vivallo *et al.*, 1995), mientras que las especies sulfuradas predominantes son pirita y calcopirita, con menores cantidades de bornita y pirrotina (Barra *et al.*, 2017).

Otros minerales que contienen anomalías de Co, Ni, Mo, Pb y Zn, como la cobaltita, safflorita, danaita, nicolita y uraninita, han sido identificados en los depósitos IOCG andinos, por ejemplo, en Carrizal Alto (Ruiz *et al.*, 1965) y en Candelaria – Punta del Cobre, donde el evento de Pb-Zn parece estar asociado con la etapa final de la mineralización (Marschik y Fontboté, 2001b). Además, la magnetita presente en estos depósitos típicamente muestra bajos niveles de Ti (Barra *et al.*, 2017).

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Geología regional

El Cinturón Andino IOCG-IOA en el norte de Chile (22°–30°S) se extiende en dirección norte-sur, paralelo a la línea de costa actual. Este cinturón metalogénico está asociado a la franja occidental de la Cordillera de la Costa, dominada por rocas plutónicas y volcánicas de edades jurásico-cretácicas (Vivallo *et al.*, 2008). La mina subterránea Sol Naciente se emplaza precisamente en este contexto, donde el arco magmático jurásico-cretácico y sus sistemas de fallas relacionadas controlan la localización de los depósitos IOCG-IOA (Sillitoe, 2003).

El arco magmático del Jurásico-Cretácico Inferior se acompaña hacia el este de secuencias de rocas sedimentarias y volcánicas (Suárez y Bell, 1993), depositadas sobre rocas del arco magmático del Paleozoico superior (Carbonífero-Pérmico, **Figura 3.1**) (Boric *et al.*, 1990; Mpodozis y Ramos, 1990; Davidson y Mpodozis, 1991). Rocas volcánicas, con composiciones que varían de andesíticas a basálticas e intercalaciones de rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Formación Punta del Cobre; Segerstrom *et al.*, 1963), se encuentran superpuestas sobre las rocas volcánicas jurásicas en el borde oriental del arco magmático. Sobre la Formación Punta del Cobre, y en parte más hacia el este, se disponen de manera concordante las rocas carbonatadas del Grupo Chañarcillo (Valanginiano-Albiano inferior) (Arévalo, 1994, 1995; Godoy y Lara, 1998; Lara y Godoy, 1998; Mourgues, 2007), que constituyen la secuencia más occidental de este período (**Figura 3.1**).

El Sistema de Fallas de Atacama (SFA) es una estructura mayor que se extiende en dirección norte-sur entre los 20° y 29°S (Arabasz, 1971; Boric *et al.*, 1990; Maksaev, 1990; *Grocott et al.*, 1994), y se ha dividido en tres segmentos, de los cuales solo el segmento El Salado, que constituye su porción sur, abarca la región de Atacama (Naranjo, 1987; *Brown et al.*, 1993). El segmento El Salado en Atacama, se compone por un conjunto de fallas verticales, con una orientación general norte-sur a nor-noreste, y fallas subordinadas con rumbos noreste y noroeste, que presentan deformación frágil superpuesta, en parte, sobre zonas con deformación dúctil (Dallmayer *et al.*, 1996). Este

sistema de fallas transcurrentes ha estado activo desde el Jurásico Inferior (190 Ma) hasta el Cretácico Inferior (120 Ma) (Scheuber y González, 1999), atravesando el basamento paleozoico, así como rocas triásicas y rocas plutónicas y volcánicas del arco magmático Jurásico-Cretácico Inferior. Su origen se ha relacionado con la convergencia oblicua de placas (Naranjo *et al.*, 1984; Hervé, 1987; Thiele y Pincheira, 1987).

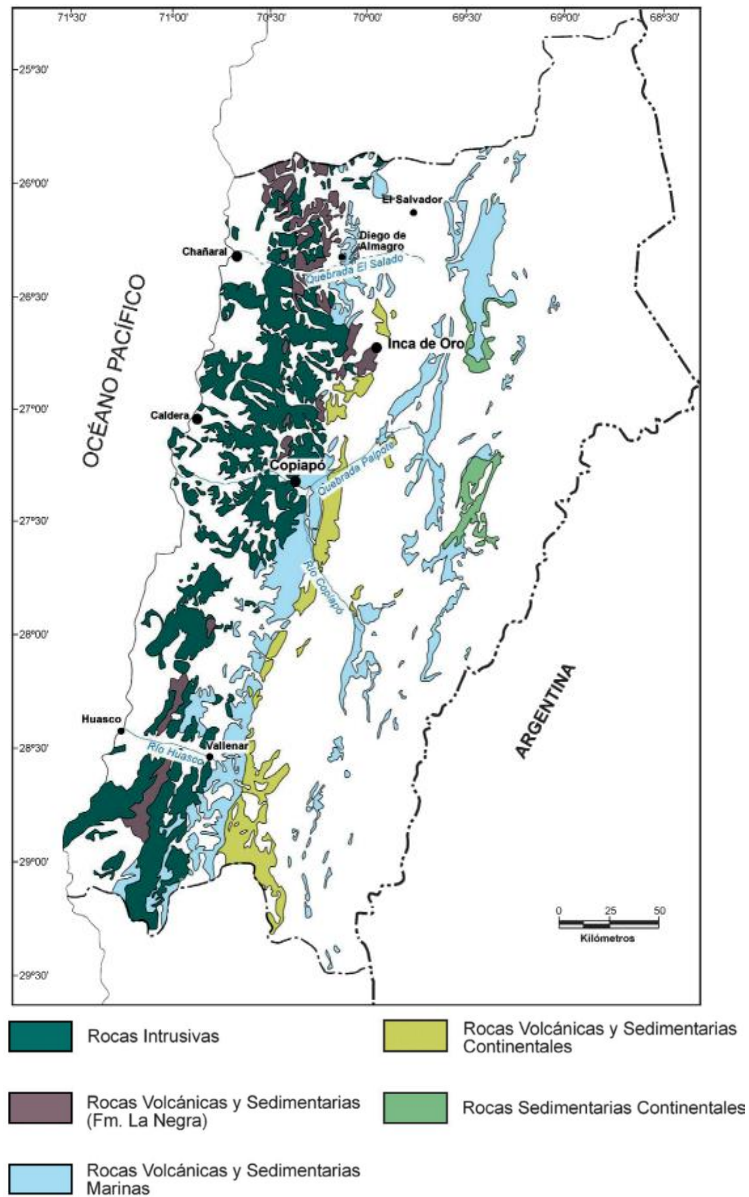


Figura 3.1: Distribución de las unidades litológicas del Jurásico y Cretácico Inferior en la región de Atacama. Las rocas intrusivas del Jurásico-Cretácico Inferior (205-90 Ma), junto con las lavas andesíticas del Jurásico (Formación La Negra), representan el arco magmático desarrollado en este período a lo largo de la Cordillera de la Costa (Vivallo *et al.*, 2008).

3.2 Geología local

La geología de la zona se encuentra constituida por dos formaciones importantes: Formación Punta del Cobre y Formación Abundancia, sin embargo, al interior de la mina es visible solo la Formación Punta del Cobre.

Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior – Valanginiano inferior; Arévalo, 2005)

La Formación Punta del Cobre se encuentra definida como una secuencia estratificada de rocas volcánicas y sedimentarias, que sobreyacen concordantemente a los estratos de la Formación La Negra y subyace, con el mismo tipo de relación, a la Formación Abundancia. Se encuentra dentro de los afloramientos meridionales de la mina Sol Naciente, además, se presenta de manera muy alterada y se expone en los bloques yacente y colgante de la Falla Paipote. Sobre la Formación Punta del Cobre se ubican las calizas neocomianas del Grupo Chañarcillo, depositadas en la cuenca marina de trasarco y sobre las cuales se dispone, localmente y en discordancia, una potente secuencia de conglomerados y areniscas volcanodetríticas de la Formación Cerrillos.

Formación Abundancia (Valanginiano superior; Arévalo, 2005)

Se encuentra en la parte basal del Grupo Chañarcillo y consiste en una secuencia de areniscas, calcarenitas, lutitas calcáreas, calizas, conglomerados y brechas finas, que sobreyacen concordante y transicionalmente a la Formación Punta del Cobre. Su relación no se encuentra expuesta, pues su contacto con la Formación Punta del Cobre coincide, en general, con una falla plana intraestatal (despegue Punta del Cobre), que oculta la relación estratigráfica, sin embargo, 1 km aguas debajo de la desembocadura de la quebrada en el río Copiapó, en ambos flancos del valle, el contacto se observa concordante.

De acuerdo a lo informado por el equipo de geología (Atacama Kozan, 2024b), al interior de la mina Sol Naciente se encuentra el miembro inferior de la Formación Punta del Cobre de secuencias volcánicas que consta de brechas volcánicas (**Imagen 3.1**) y lavas andesíticas junto a la presencia de andesitas magnetizadas y/o hematizadas (**Imagen**

3.2). También se encuentran, en menor medida, estratificaciones de lutitas y areniscas (Imagen 3.3). Las rocas se encuentran mayoritariamente cloritizadas y silicificadas.



Imagen 3.1: Brecha volcánica con clastos polimícticos (Foto del autor).



Imagen 3.2: Andesita con mineralización de calcopirita y vetillas de calcita (Foto del autor).



Imagen 3.3: Intercalación de lutitas y areniscas con gran presencia de calcopirita en sus horizontes con algunas vetillas de calcita (Foto del autor).

3.3 Configuración tectónica-estructural

Durante el vulcanismo y plutonismo mesozoicos estuvieron activos extensos sistemas longitudinales de fallas frágiles y/o zonas de cizalla dúctil, incluyendo el Sistema de Fallas de Atacama en el norte de Chile (p. ej., Scheuber y Andriessen, 1990). La extensión generalizada indujo la inclinación de las secuencias volcano-sedimentarias. Inmediatamente al este del arco magmático mesozoico (representado por la actual Cordillera de la Costa), en el norte de Chile, las secuencias sedimentarias se acumularon en una serie de cuencas de trasarco interconectadas, predominantemente marinas (Mpodozis y Ramos, 1990).

El vulcanismo y plutonismo de principios a mediados del Jurásico hasta mediados del Cretácico a lo largo de la Cordillera de la Costa y regiones adyacentes se atribuyen a condiciones extensionales vinculadas al retroceso de la losa subducida (slab retreat) y a un cambio progresivo en el ángulo de subducción (roll-back), este último asociado a regímenes de subducción abrupta de tipo Mariana (Mpodozis y Ramos, 1990; Grocott y Taylor, 2002). A lo largo de la Cordillera de la Costa del norte de Chile, las porciones occidentales del arco mesozoico (y su dominio periarco asociado) habrían sido removidas por erosión tectónica o traslación lateral (Rutland, 1971; Dalziel, 1986; Mpodozis y Ramos, 1990), o bien se encuentran actualmente bajo el nivel del mar (Sillitoe, 2003).

En la Cordillera de la Costa entre los 25°30' y 27°00' S, el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) es el más documentado de tres sistemas principales paralelos al orógeno andino. Al oeste y este del SFA, respectivamente, se ubican los sistemas dúctiles a frágiles Tigrillo (asociado al cinturón Jurásico Medio-tardío) y Chivato (vinculado al cinturón Cretácico temprano), que reflejan una migración progresiva de la actividad tectónica y magmática hacia el este (Grocott y Taylor, 2002; **Figura 3.2**).

El sistema Tigrillo (región de Antofagasta) presenta un desplazamiento normal con componente vertical este que supera 1 km, mientras que el sistema Chivato registra un movimiento lateral izquierdo (sinistral) asociado al ajuste cortical durante el Cretácico temprano. Ambos sistemas interactúan con plutones jurásico-cretácicos y controlan la localización de depósitos IOCG y magnetita masiva, como se observa en la distribución

este-oeste de yacimientos tipo Manto Verde y Carrizalillo (Figura 3.2). El SFA, por su parte, muestra desplazamientos de rumbo inferiores a 5 km, influyendo en la arquitectura de vetas brechadas y chimeneas mineralizadas (Grocott y Taylor, 2002).

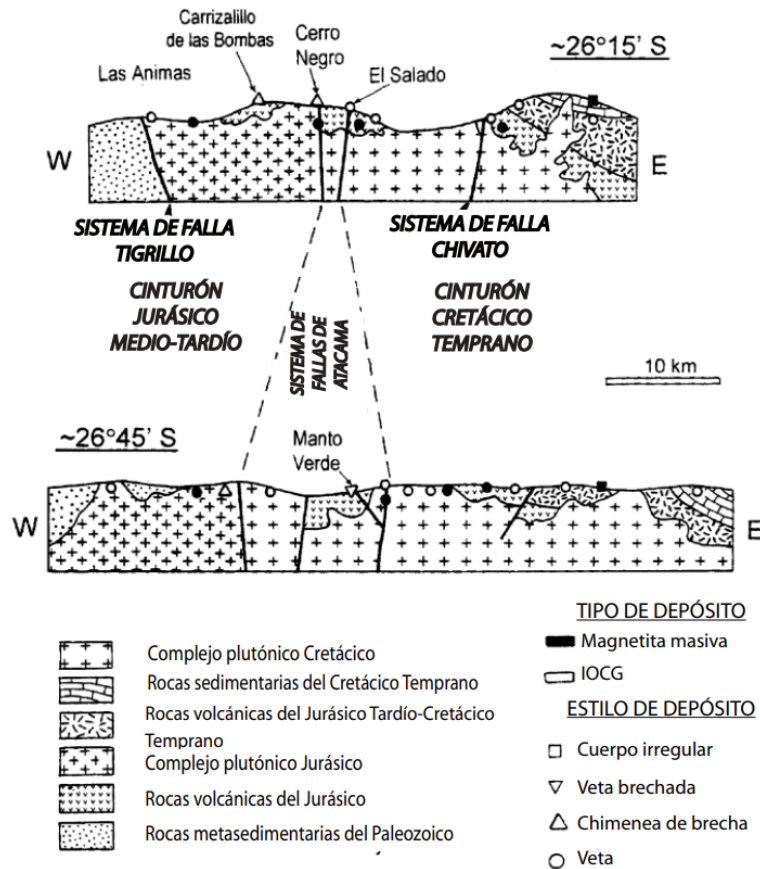


Figura 3.2: Secciones esquemáticas este-oeste de los cinturones IOCG del Jurásico Medio-tardío y Cretácico temprano en el norte de Chile muestran la distribución de rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias, junto con sistemas de fallas principales. Se proyectan yacimientos seleccionados de IOCG y magnetita masiva, codificados por estilo. Destaca la migración hacia el este de rocas y mineralización con el tiempo, la influencia estructural en algunos yacimientos y la estrecha relación espacial entre IOCG y magnetita (modificado de Sillitoe, 2003).

A principios del Cretácico Superior, la transpresión desencadenada por la apertura final de la cuenca del océano Atlántico provocó la inversión tectónica de las antiguas cuencas extensionales de trasarco (Mpodozis y Ramos 1990; Ladino *et al.*, 1997). Al mismo tiempo, el Sistema de Fallas Chivato, un conjunto de fallas transversales con rumbo noroeste a lo largo de la Cordillera de la Costa, y otros elementos estructurales entre al

menos las latitudes 18 y 30°S, sufrieron una reactivación en un régimen transpresivo (Taylor *et al.*, 1998; Grocott y Taylor 2002).

Los depósitos IOCG relativamente menores del Cretácico Superior y Paleoceno se formaron después del evento de inversión tectónica del Cretácico Superior temprano, durante episodios extensionales subsiguientes (p. ej., Cornejo y Matthews, 2000; Sillitoe, 2003).

La mina Sol Naciente se encuentra localizada al poniente de la estructura de despegue Cerrillos, la cual se encuentra descrita como una secuencia de cabalgamientos distritales y estructuras de desplazamiento a lo largo del rumbo, que deforman a las secuencias cretácicas. La estructura de despegue Cerrillos separa al Grupo Chañarcillo en dos unidades tectónicas: la unidad tectónica superior, deformada por una serie de cabalgamientos secundarios que determinan repeticiones de las secuencias y contactos subverticales, y la unidad tectónica inferior, que incluye a las formaciones Totoralillo y Pabellón (Arévalo y Mpodozis, 1991). De acuerdo a esta interpretación, el anticlinorio de Tierra Amarilla, que involucra la totalidad del Grupo Chañarcillo, podría corresponder a un apilamiento de escamas tectónicas, que incluye a la mina Sol Naciente y que prosigue hasta unos 40 km hacia el norte.

La mina Sol Naciente presenta una configuración tectónico-estructural dominada por la interacción entre sistemas de fallas regionales y una secuencia volcano-sedimentaria del Jurásico-Cretácico (Nittetsu, 2015). Según el mapeo geológico de dicho estudio, la geología local se compone de tres unidades principales: Andesita Inferior (lavas y brechas andesíticas poco mineralizadas en la base), Andesita Media (andesitas alteradas con magnetita masiva en posición central) y Andesita Superior 1 (sedimentos marinos y tobas en el techo). La Falla B, estructura regional de rumbo norte-sur, divide el área en dos bloques: al este, fallas secundarias controlan la ubicación de cuerpos mineralizados, mientras al oeste, la mineralización se asocia a contactos litológicos y brechas hidrotermales (**Figura 3.3**; Nittetsu, 2015).

Los principales sistemas de fallas reconocidos por Nittetsu (2015), se dividen a grandes rasgos en (1) fallas N-S y NNE-SSW, representadas por las fallas A, B y B', y (2) fallas NW-SE y WNW-ESE, representadas por las fallas D, D', E, J y L. En la mina se ha

confirmado que la Falla B corresponde a una falla prominente con un espesor que fluctúa desde los 10 centímetros hasta varios metros de influencia, además, esta falla divide la geología en dos sectores, el este y el oeste. Por otro lado, las fallas D' y L, aunque carecen de fracturas de gran espesor como la Falla B, presentan fracturas más discretas con orientación NW-SE a WNW-ESE.

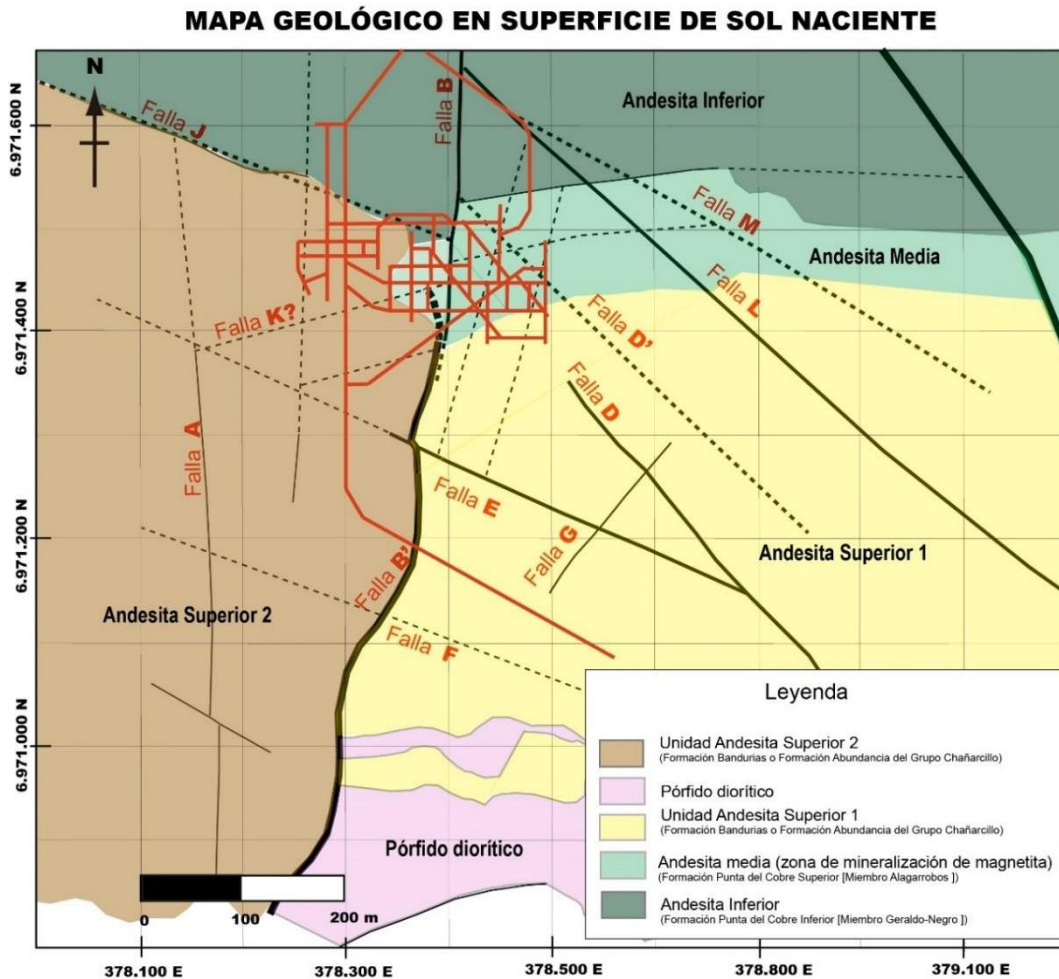


Figura 3.3: Los principales sistemas de fallas de la zona identificados en superficie y representadas por las fallas A, B, B', D, D', E, J y L (modificado de Nittetsu, 2015).

3.4 Mineralización y alteración

En la mina Sol Naciente la mineralización de mena se encuentra emplazada preferentemente a la unidad litológica de Andesita Media (**Figura 3.3**; Nittetsu, 2015), en dónde se presentan vetas de magnetita con calcopirita-pirita, calcopirita diseminada y en

parches, vetas y vetillas de calcita que pueden tener grados variables de calcopirita (**Figura 3.4**). De manera muy puntual, aparece crisocola en algunos rellenos de fallas.



Figura 3.4: Sondaje de diamantina SDD-54 desde 142,00 a 110,06 metros. Se observa la presencia de mineralización de calcopirita fuertemente diseminada y pirita moderadamente diseminada, algunas vetillas de calcita, alteración de clorita leve, hematita muy leve y, según el mapeo geológico de este sondaje, también hay magnetita muy leve (Atacama Kozan, 2024c).

Las alteraciones principales observadas al interior de la mina en la litología de andesitas y que también son apreciables en los sondajes de diamantina (**Figura 3.5**), corresponden a clorita y sílice principalmente, además de una considerable presencia de sulfato como jarosita y en menor medida hematita y especularita. Por su parte, los rellenos de las fallas pueden encontrarse en ocasiones fuertemente obliterados producto de la alteración adquiriendo así una textura arcillosa.



Figura 3.5: Sondaje SDD-54 desde los 72,87 hasta 77,91 metros. En este sondaje se logra apreciar el desarrollo de un fracturamiento parcial de la roca de andesita acompañado de limonita jarosítica y, según el mapeo del sondaje también hay magnetita fuerte diseminada y pirita moderadamente diseminada (Atacama Kozan, 2024c).

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA

4.1 Trabajo pre-terreno

En esta etapa se realizó la revisión de la literatura disponible y los trabajos previos realizados en el sector de estudio como informes internos realizados por la empresa Nittetsu Chile y Atacama Kozan, publicaciones en revistas, cartas geológicas del sector, tesis, comunicación verbal con los geólogos de la empresa. Además, se revisaron artículos y estudios relacionados a la distribución de depósitos tipo IOCG y sus características intrínsecas, junto con la respectiva revisión bibliográfica sobre geología estructural que podría ayudar a comprender los procesos intrínsecos de las fallas.

Para llevar a cabo esta etapa se revisaron los mapeos estructurales previos realizados en los niveles 360, 390, 420 y 450 de la mina en el *software* de diseño AutoCAD del año 2022 (Atacama Kozan, 2024d). Estos se encontraban clasificados considerando fallas menores aquellas menores a 10 cm de espesor y fallas mayores aquellas superiores o iguales a esta cifra, además, estas fallas tenían rumbo y manteo con sus respectivas extensiones aparentes. Con esta información se logró confeccionar una base de datos que sirvió como guía y planilla de control para los datos futuros del mapeo estructural; para esto se utilizaron los siguientes criterios: coordenadas norte y este, tipo de estructuras (falla o veta), rumbo y manteo, relleno, indicadores cinemáticos, cinemática, ocurrencia, espesor, tipo de estructura *Riedel*, litología asociada, observaciones y la ubicación de acuerdo al nombre del túnel situado. En total se recuperaron 116 estructuras, divididas entre 46 estructuras mapeadas en el nivel 450, 25 estructuras del nivel 420, 45 estructuras del nivel 390 y en el nivel 360 no se encuentran estructuras previamente mapeadas.

4.2 Trabajo de terreno

Una vez realizado el trabajo pre terreno y habiendo realizado la guía para el mapeo estructural al interior de la mina, el mapeo estructural se llevará a cabo acorde a las condiciones de tránsito, debido a que esta se encuentra en operación. Para concretar el mapeo estructural de manera eficiente y con una buena caracterización de las estructuras se siguió un mapeo sistemático.

En primer lugar, se identificaron las estructuras geológicas reconocibles en el túnel a mapear según el criterio geológico y se marcaron con pintura para su posterior obtención de datos. Luego se obtuvieron los puntos del túnel mapeados, determinando un punto conocido que sirva de referencia dentro del túnel, ya sea un punto topográfico o la distancia desde el eje del túnel mapeado hasta la estructura identificada más cercana. Tras la identificación del punto conocido, se midió la distancia hasta la estructura geológica identificada con una huincha o un distanciómetro láser que, en este caso, se utilizó el BOSCH GLM-50C. Obtenida la distancia desde el punto conocido a la estructura, se obtuvieron los datos de terreno con los criterios previamente definidos (4.1.2), en dónde el rumbo y manteo se tomaron con la regla de la mano derecha (RHR) con una brújula GEOBRUNTON. Finalizada la obtención de datos, se midió la distancia hasta la siguiente estructura, repitiendo el proceso hasta finalizar el mapeo del túnel.

Es importante mencionar que, durante el mapeo realizado al interior de la mina, también se hizo la revisión de los datos estructurales previamente levantados, para así tener fuente de datos comprobada.

De esta manera se completó el mapeo estructural de los niveles 450, 420, 390 y 360, acorde a las condiciones que se presentaron para el mapeo al interior de la mina.

4.3 Modelamiento estructural

En una primera etapa del modelamiento se realizó un traspaso de los datos levantados en terreno al programa AutoCAD con el fin de tener una imagen georreferenciada de la información levantada en los diferentes niveles, además, se recopilaron las estructuras previamente trazadas en el programa de acuerdo a su rumbo y manteo. Para el modelamiento de las estructuras se utilizó el programa *Leapfrog* en su versión 5.0 utilizando los datos estructurales levantados y revisados durante el mapeo, haciendo uso del mapa georreferenciado previamente confeccionado en AutoCAD.

A modo de no saturar el modelo con información se utilizaron sólo las fallas mayores para el modelamiento estructural en *Leapfrog*, esto debido a la importancia en la interacción que estas estructuras generan entre sí, provocando fracturamiento de la roca

de caja, y, en consecuencia, condiciones geológicas y geotécnicas de importancia al interior de la mina.

Posterior al levantamiento general de todos los datos disponibles en el programa *Leapfrog*, se realizaron los respectivos cortes de las fallas de acuerdo a su continuidad a través de los túneles y niveles, realizando las respectivas interpretaciones de acuerdo a la información existente.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

5.1 Definición de los sistemas estructurales principales

Tras el levantamiento y procesamiento de la información recopilada al interior de la mina, se identificaron tres sistemas estructurales que controlan el comportamiento de la mineralización, y algunas condiciones geotécnicas que se generan al interior de la mina producto de la interacción entre estructuras geológicas. Estos datos también permitieron construir un modelo estructural consistente con el de *Riedel* (1929; **Figura 6.1**).

Se procesaron 203 datos de planos de falla en conjunto de todos los niveles en el programa *Dips*, las familias de estructuras dominantes identificadas corresponden a los sistemas NS (F1), NW-SE (F2) y EW (F3) (**Figura 5.1**) con un predominio general de manteos subverticales, se indica una alta densidad de fracturas en el sector central del diagrama de rosetas (**Figura 5.2**), los cuales corresponden a estructuras norte-sur con un rumbo de 0° a 10°, seguido por el dominio de las estructuras NW-SE y finalmente el dominio de las estructuras EW. Además, también se presentan los diagramas de rosetas por niveles de la mina (**Figura 5.4; Figura 5.6; Figura 5.8**).

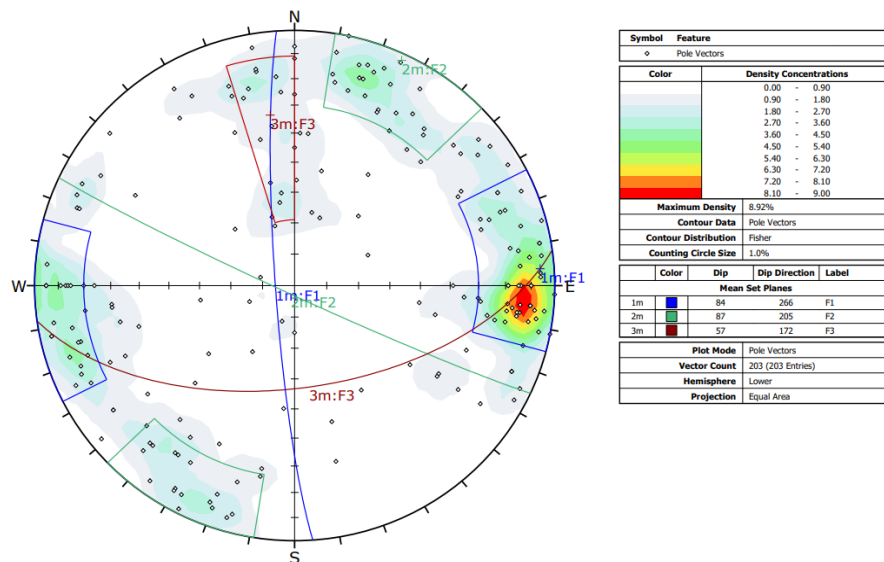


Figura 5.1: Estereograma general realizado en el *software Dips* que corresponde al análisis total de los 203 datos estructurales obtenidos de los niveles 390, 420 y 450 de la mina Sol Naciente. La familia F1 representa el sistema estructural NS, mientras que F2 y F3 representan los sistemas NW-SE y EW respectivamente.

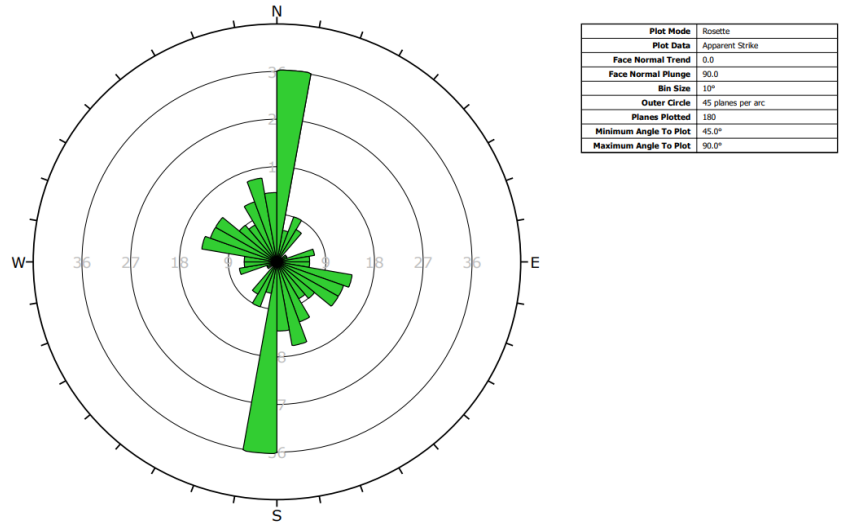


Figura 5.2: Diagrama de rosetas que corresponde al análisis de todos los niveles.

De igual manera, se realizaron también los estereogramas de los tres niveles por separado para obtener más información sobre la continuidad de las estructuras.

En la **Figura 5.3** podemos observar el estereograma del nivel 390, en el cual podemos observar el mismo patrón que en el análisis del estereograma general, nuevamente la familia de estructuras NS como dominante, seguida por las NW-SE.

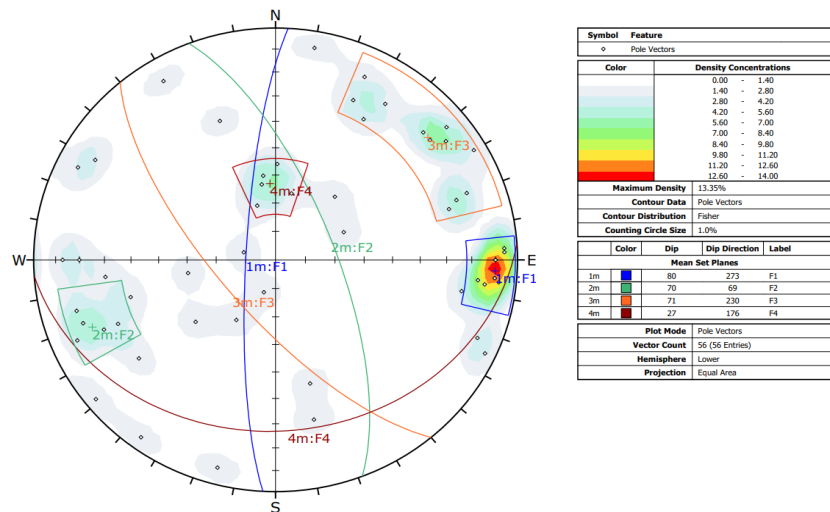


Figura 5.3: Estereograma correspondiente al nivel 390 con un total de 56 datos estructurales para el nivel, se muestra una mayor dispersión de los datos en las estructuras NW-SE correspondientes a la F2 y F3; esto se puede atribuir debido a la menor cantidad de datos estructurales en comparación a los demás niveles de la mina, debido a que este nivel corresponde a ruta de marina, por lo que constantemente había movimiento en este nivel dificultando la obtención de los datos.

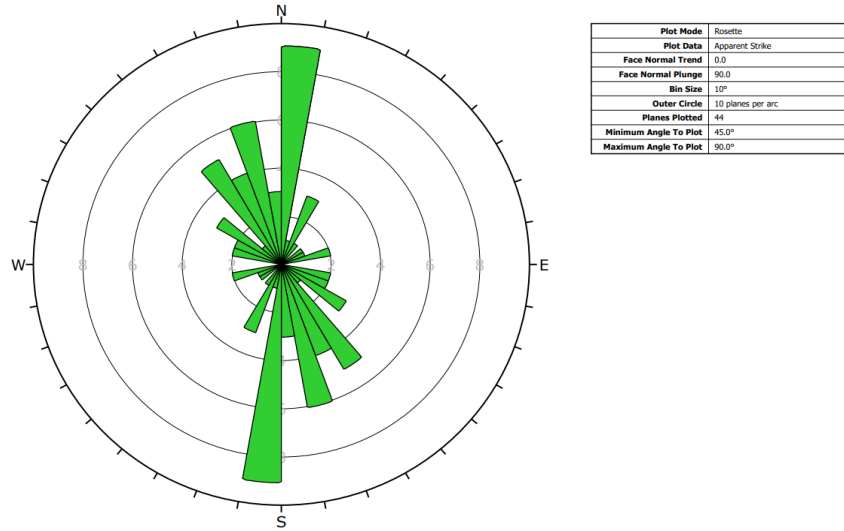


Figura 5.4: Diagrama de rosetas correspondiente al análisis del nivel 390.

La **Figura 5.5** corresponde al estereograma del nivel 420, en este caso, la orientación general de las fallas sigue siendo similar al análisis general y al del nivel 390, con una densidad de fracturas alto en el sistema NS. Es importante mencionar que parece haber un ligero cambio en la orientación de la F3 correspondiente al sistema EW, además, la concentración de fracturas norte-sur, es ligeramente menor en comparación que el nivel 390.

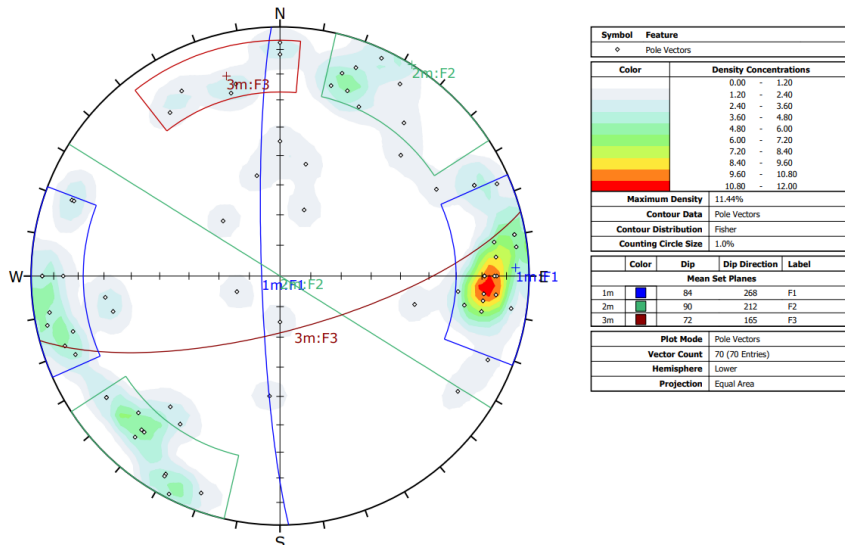


Figura 5.5: Estereograma correspondiente al nivel 420 con un total de 70 datos estructurales obtenidos para el nivel, se puede observar las familias NS como F1, NW-SE como F2 y EW como F3.

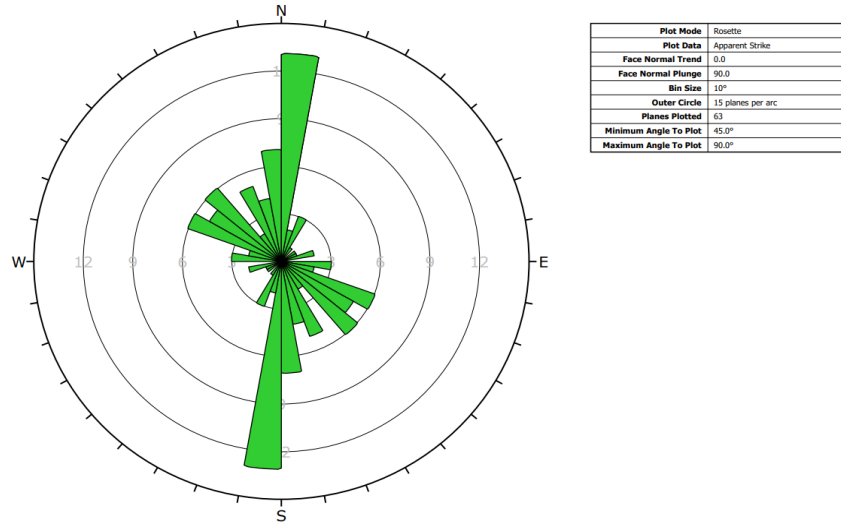


Figura 5.6: Diagrama de rosetas correspondiente al análisis del nivel 420.

El estereograma del nivel 450 correspondiente a la **Figura 5.7** conserva similitudes con los niveles anteriores, manteniendo el dominio general de las estructuras con orientaciones similares en los niveles. Sin embargo, en este nivel se logra reconocer un ligero aumento en la dispersión de los datos, indicando una mayor heterogeneidad en la orientación de las fracturas. La familia F4 corresponde a estructuras NW-SE que muestran un ligero cambio en la orientación en comparación a los niveles inferiores.

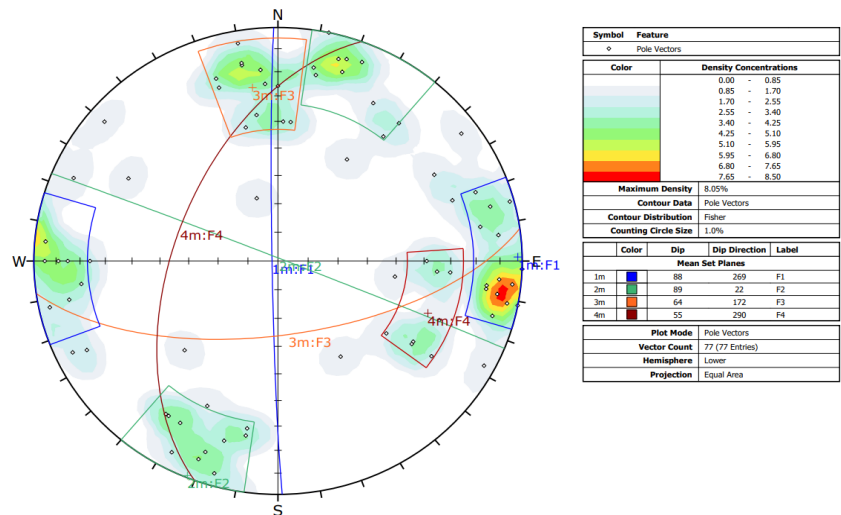


Figura 5.7: Estereograma del nivel 450 con un total de 77 datos estructurales obtenidos para el nivel. En este nivel se conserva la estructura de las familias a excepción de la F4, la cual podría corresponder a una dispersión de los datos de la F1 NS.

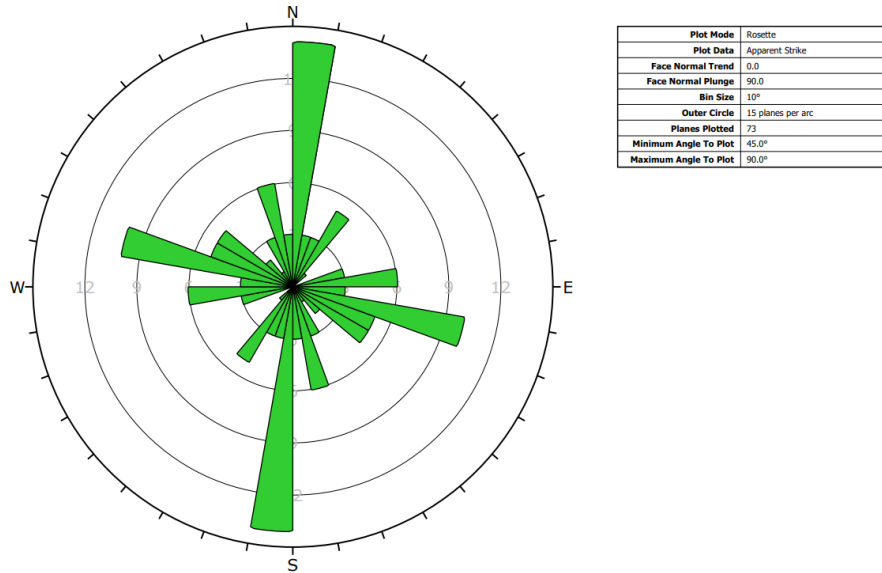


Figura 5.8: Diagrama de rosetas correspondiente al nivel 450.

El diagrama de diedros rectos realizado en el programa *Faultkin* fue obtenido a acuerdo a la metodología de Marrett y Allmendinger (1990), e indica que existe un σ_1 donde se genera la mayor compresión con un sentido de esfuerzo desde el NW, provocando que el plano de falla pseudo NS posea un movimiento sinistral, el σ_3 con sentido NE-SW, entregando un σ_2 con una distribución espacial subvertical que haya funcionado para posiblemente canalizar la circulación de fluidos que mineralizaron el sector.

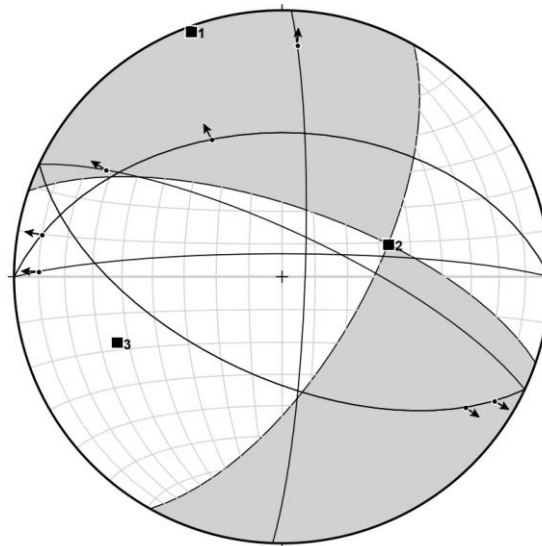


Figura 5.9: Diagrama de diedros rectos realizado en el programa *Faultkin* que indica un mecanismo focal oblicuo.

5.2 Caracterización de las estructuras

Las estructuras al interior de la mina se encuentran clasificadas en dos tipos de acuerdo al criterio geológico que se la ha otorgado, para así facilitar el mapeo frente a las dinámicas condiciones de la operación al interior de la mina, así distinguiéndolas como fallas mayores y fallas menores.

Se definieron cómo ‘fallas mayores’ a aquellas que poseen características que podrían generar un impacto considerable en la mineralización o a nivel geotécnico, y así a su vez, afectar las operaciones mineras. Este tipo de fallas se encuentran distinguidas gracias a sus rasgos distintivos, como el espesor que debe ser mayor o iguales a 10 cm junto a la descripción de su relleno. Además, se consideró que estas debían tener una potencia de caja a caja con tal de poder presumir su proyección a través de los túneles y niveles y después corroborar su presencia. Es importante mencionar que la mayoría de estas estructuras se encuentran asociadas a grandes zonas de daño dentro de los túneles, donde la roca se encuentra considerablemente obliterada en comparación a zonas donde no se encuentran este tipo de estructuras, además, la mineralización de calcopirita tiende a dispersarse en estas zonas donde la roca se encuentra dañada (**Figura 5.11**).

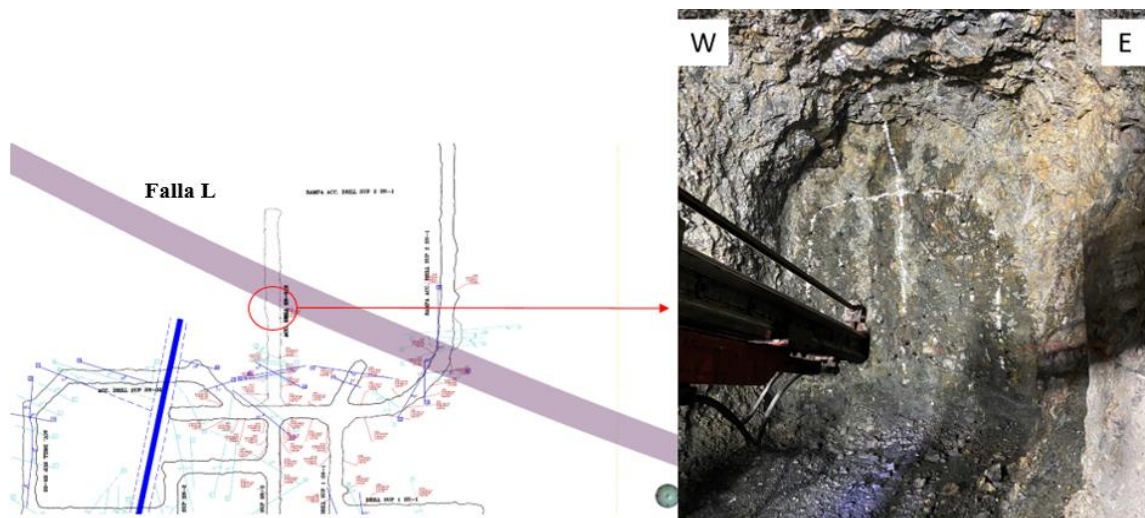


Figura 5.11: Fotografía del avance de la labor en el nivel 450 dónde se puede apreciar una zona altamente oxidada por efecto de la Falla L que afecta la roca de caja fuertemente clasificándola como una ‘zona de daño’; en estas zonas la ley de cobre disminuye por debajo de la ley de corte dejándolas como zonas estériles (Elaboración propia).

Por otro lado, las denominadas “fallas menores” corresponden a estructuras de menor envergadura, como pueden ser vetillas o fracturas sin relleno o con un relleno leve que generalmente se derivan de otras estructuras mayores y que además poseen un espesor menor a 10 cm. Por lo general, estas se visualizan sólo en un solo lado de la caja y no tienen mayor influencia estructural dentro de la mina. Sin embargo, el conjunto de fallas menores en una misma dirección y con manteos similares puede encontrarse asociada a una zona de daño considerable producto de la dirección preferencial de los fluidos en un mismo sector; en este caso se definieron como “set” de fallas menores, las cuales si se consideran como importantes a nivel geológico y geotécnico (**Figura 5.12**).



Figura 5.12: A la derecha se aprecia una foto de la zona de daño en la roca de caja, provocado por el conjunto de fallas menores derivadas de la interacción entre las fallas J y 2 en la rampa de acceso al nivel 450 indicado en rojo en la imagen de la izquierda (Elaboración propia).

5.2.1 Fallas mayores

Dentro de este tipo de estructuras encontramos fallas de gran importancia y características que se pueden visualizar a través de los túneles de la mina de manera continua. Por lo general, este tipo de estructuras se encuentran asociadas a los sistemas de fallas anteriormente definidas por Nittetsu en el mapa de superficie de la zona (**Figura 3.3**). Estas fallas se caracterizan por su prominencia notable al interior de los túneles, destacando sus rellenos con altos espesores y, en ocasiones, asociándose a zonas de falla que se distinguen por la mala calidad de la roca y el alto grado de alteración en estas; requiriendo así, la fortificación de los túneles.

El tipo de relleno asociado a este tipo de fallas se encuentra frecuentemente asociado a la presencia de calcita, clorita, jarosita, óxidos de hierro como la hematita y especularita en un menor grado. Sus espesores pueden ir desde los 10 centímetros hasta varios metros. La presencia de calcopirita en los rellenos de falla, por lo general se encuentra asociada a vetillas de calcita, además, también se pueden encontrar focos de óxidos de cobre asociados a una alteración de óxidos de hierro.

Por último, se ha detectado que la interacción entre distintos sistemas de fallas genera zonas de daño con una afección considerable en la calidad de la roca, registrándose como zonas de alteración de óxidos de hierro y sulfato en donde predomina principalmente la jarosita, la cual oblitera la roca dejándola por lo general con una textura arcillosa (**Figura 5.12**).

Por otro lado, se identificaron diques asociados a zonas donde hay un corte en la continuidad de la mineralización, por lo que se infiere que estas estructuras intrusivas fueron anteriores a la mineralización y que actuaron como una barrera que no permitió la circulación de los fluidos ricos en sulfuro de cobre hacia otras zonas que actualmente se consideran estériles.

Para una mejor comprensión de estos sistemas de fallas, se realizó una descripción que caracteriza las estructuras y sistemas de fallas más considerables.

5.2.1.1 Falla B

Esta falla es la más importante dentro de la mina, debido a su destacada presencia subvertical que atraviesa todos los niveles operacionales en dirección NS con una variación de hasta 10 grados hacia el oeste junto con su manteo que va desde los 61 grados hasta los 80 grados. Es parte de la familia de estructuras NS (F1) y posee un comportamiento sigmoidal variando desde unos pocos centímetros hasta varios metros de espesor, además, divide la geología del sector en unidades este y oeste. El relleno de la falla contiene cantidades variables de sulfato y óxido de hierro como la jarosita, hematita y hematita especular (**Figura 5.13**). También se han encontrado óxidos y sulfuros de cobre en el relleno de esta falla acompañado de vetillas de calcita y alteración de clorita verde.

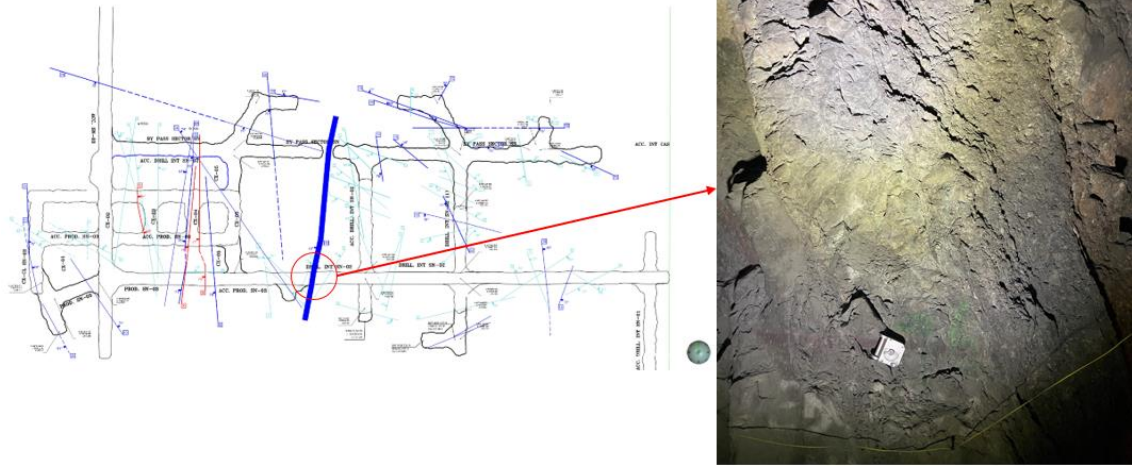


Figura 5.13: Foto del relleno de la Falla B en el nivel 420 dónde se puede observar su gran espesor; a la izquierda se logra apreciar la Falla B en línea azul y el círculo en rojo indica la posición de la foto de la derecha (Elaboración propia).

En cuanto a la fortificación de las labores, estas se encuentran muy asociadas a esta falla debido al relleno y espesor de esta misma, además, la interacción producida cuando esta falla interseca con otras fallas mayores genera grandes zonas de daño en la roca de caja circundante (**Figura 5.14**).



Figura 5.14: En la foto de la derecha se aprecia la fortificación de la labor en el nivel 450 debido al daño en la roca generado por la interacción entre la Falla B y J, lo que disminuyó considerablemente la calidad de la roca (Elaboración propia).

De acuerdo a la información obtenida en terreno y el comportamiento e interacción que tiene la Falla B con respecto a otras fallas como por ejemplo la Falla J, se puede observar un desplazamiento considerable de este a oeste con respecto a la Falla B, donde al este la J se encuentra más al norte con respecto a su posición en el oeste, con lo cual se puede inferir un desplazamiento sinistral de la falla (**Figura 5.15**).

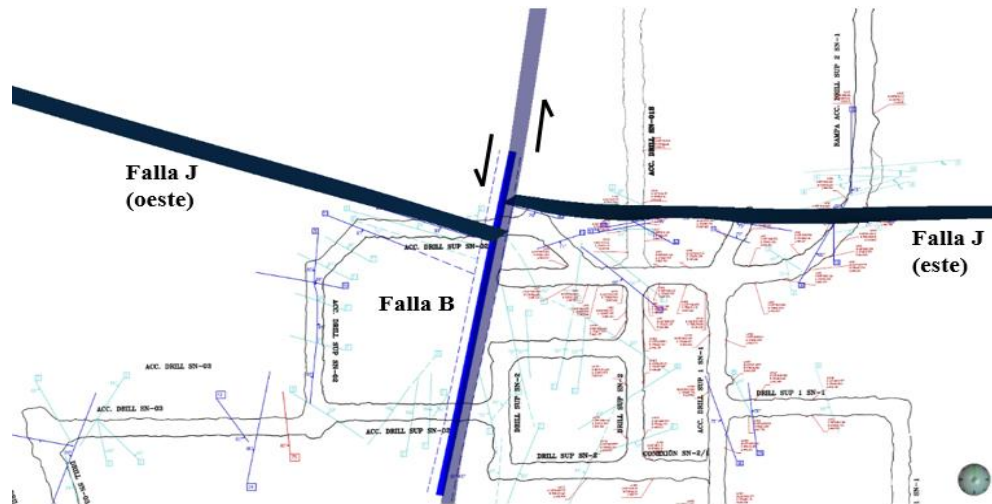


Figura 5.15: Modelado de las fallas B y J en el nivel 450; se puede apreciar el desplazamiento de la falla J (estructura que corta horizontalmente) producto de la acción posterior de la falla B, por lo que se infiere el movimiento sinistral de la falla B de acuerdo a esta interacción (Elaboración propia).

5.2.1.2 Falla 2

Esta falla pertenece a la familia de estructuras NS (F1) y se encuentra al este de la Falla B, tiene un rumbo NS manteniendo de 70 a 77 grados hacia el este. Es una estructura acompañada por una gran cantidad de óxidos de hierro en su relleno y que afectan a la roca de caja (**Figura 5.16**), también tiene calcita, clorita y leves trazas de calcopirita. La falla se ve a través de todos los niveles y se figura que fue desplazada fuertemente hacia el este debido al emplazamiento de la Falla J, lo que provocó zonas de baja ley y alta tasa de fracturamiento (**Figura 5.12 y 5.17**).

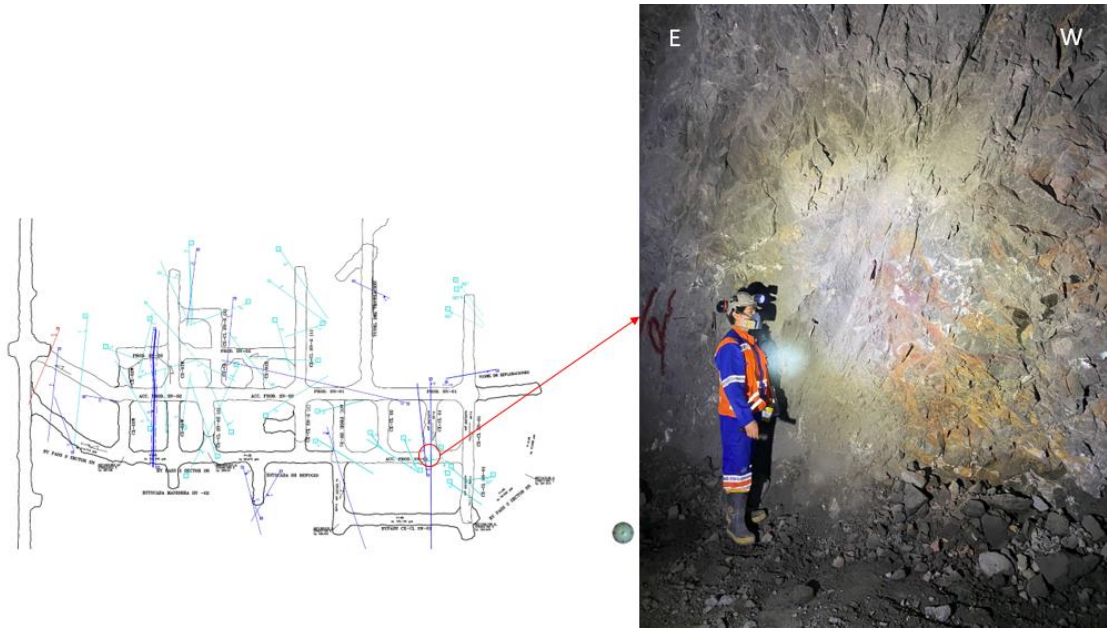


Figura 5.16: A la izquierda tenemos una imagen del nivel 390 en dónde tenemos el círculo rojo que indica la posición de la foto de la derecha. La imagen ejemplifica cómo la Falla 2 influye en la roca de caja debido a la gran cantidad de óxido de hierro (Elaboración propia).

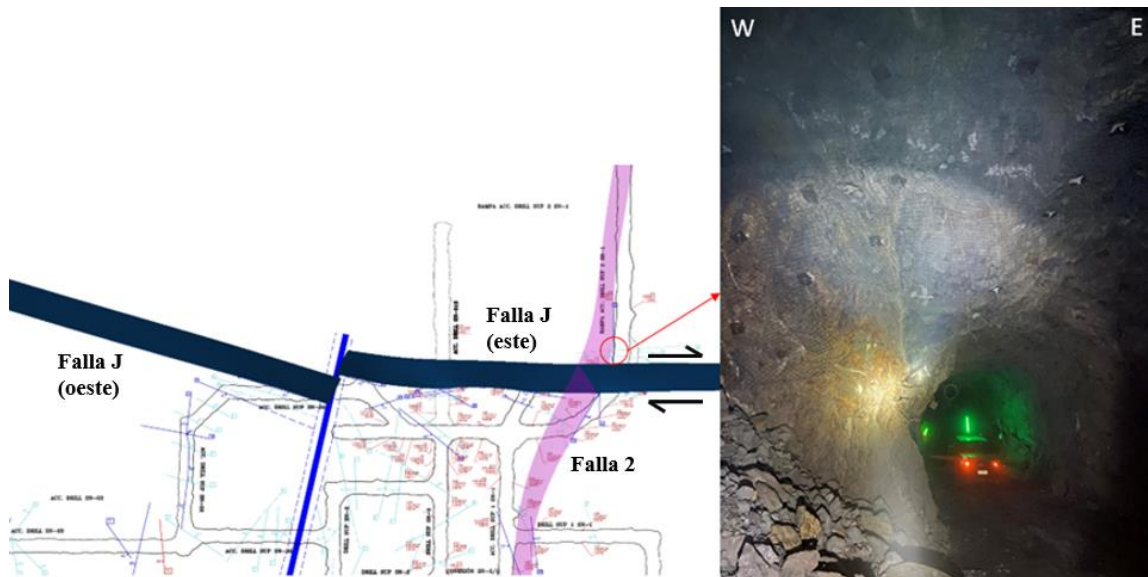


Figura 5.17: Modelado de las Fallas 2 y J en el nivel 450; este desplazamiento se le atribuye a la Falla J (estructura horizontal en la imagen de la izquierda) debido a la oxidación y daño en la roca de caja posterior a la interacción entre estas dos fallas mayores, además, debido al desplazamiento generado en la Falla 2 se infiere un movimiento dextral de la Falla J. En la imagen de la derecha se evidencian los óxidos asociados a la Falla 2 que generan un daño considerable en la roca de caja cercana (Elaboración propia).

5.2.1.3 Diques

Estas estructuras geológicas corresponden a cuerpos intrusivos de composición microdiorítica (**Imagen 5.1**) pertenecientes a la familia de estructuras NS (F1) que han mostrado evidencia importante para la reconstrucción de la temporalidad de eventos. Se han identificado en el oeste de la Falla B, no tienen magnetismo y actúan como barrera de eventos mineralizadores hacia el oeste de estos (**Figura 5.19**). Se reconoce que estos diques cortan la roca de caja de andesita magnética y que en ambos lados de los diques se conserva magnetismo, por lo que se puede inferir que este pulso intrusivo fue posterior a la andesita magnética con mineralización de calcopirita; Por último, se pudo identificar que uno de los diques se encuentra cortado por una falla que oxida el dique en orientación NS, y otro cortado por una falla menor con orientación EW con manteo subhorizontal (**Figura 5.18**).



Imagen 5.1: Muestra del dique de composición microdiorítica (Foto del autor).

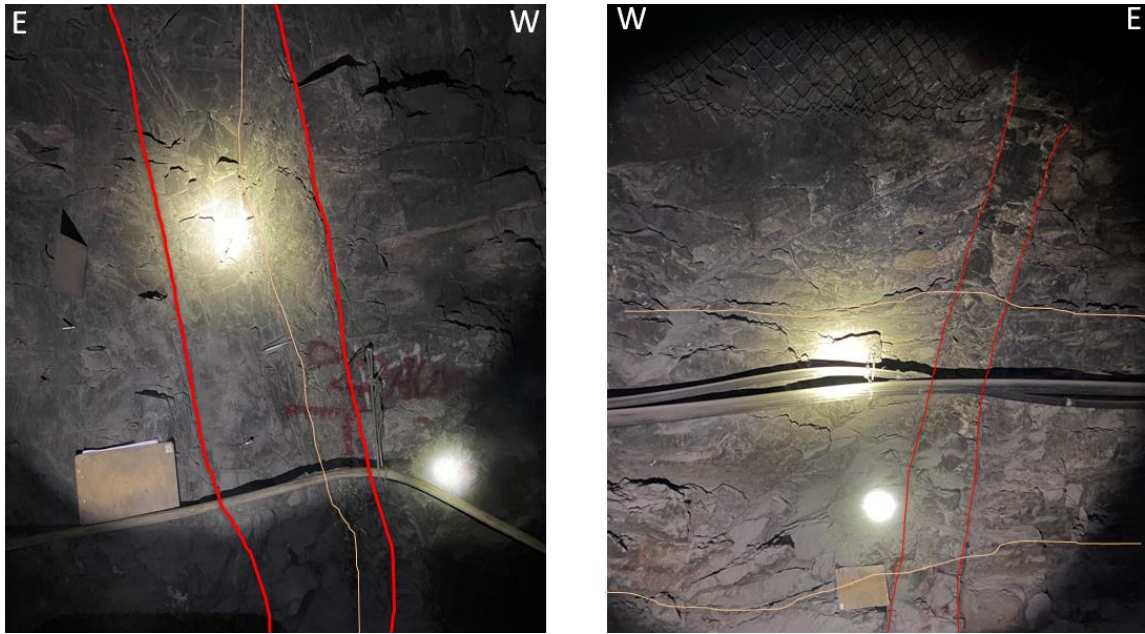


Figura 5.18: Diques marcados con rojo y fallas en naranja en el nivel 420. En la imagen de la izquierda se aprecia el dique cortado por una falla NS subvertical, mientras que en la imagen de la derecha se logra visualizar un dique cortado por una estructura EW subhorizontal (Elaboración propia).

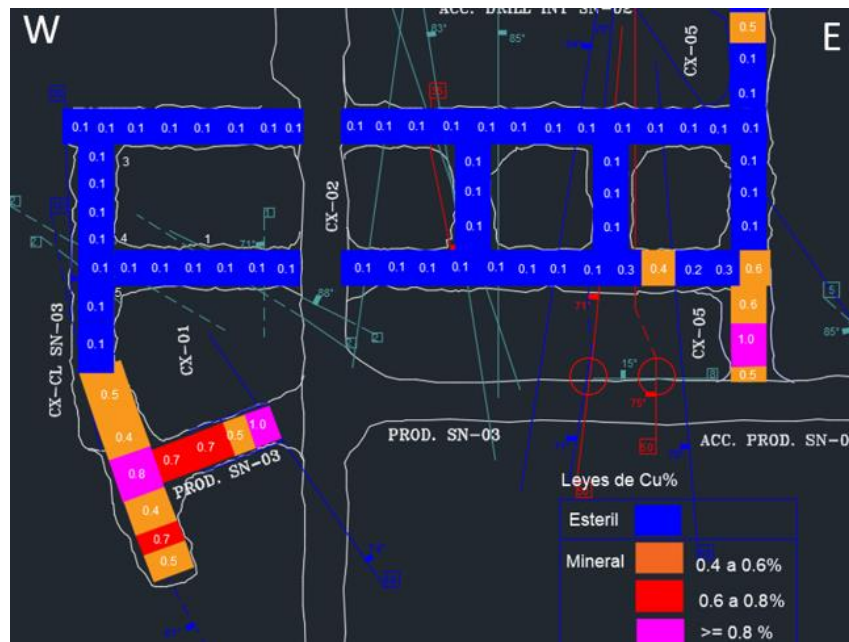


Figura 5.19: Mapa de leyes de cobre del nivel 420; se indica en círculos rojos la posición de los diques de la **figura 5.18** de izquierda a derecha respectivamente. En azul se observan las leyes inferiores a 0,4%, en naranja de 0,4 a 0,6%, en rojo de 0,6 a 0,8% y en magenta leyes superiores a 0,8%. Se reconoce específicamente en el sector "CX-05" del nivel 420 una disminución de las leyes desde el este hacia el oeste posterior a la interacción con estas estructuras (modificado de Atacama Kozan, 2024d).

5.2.1.4 Falla J

Esta falla pertenece al sistema EW (F3) que varía al este y al oeste de la falla B, ya que en el oeste tiene una dirección noroeste de 288 grados de rumbo y entre 74 a 80 grados de manteo hacia el sur, mientras que al este tiene una dirección EW entre los 170 a 196 grados de rumbo y un manteo de entre 71 a 83 grados hacia el sur. Además, hay una gran zona de daño asociada a la falla producto de un contacto litológico entre brechas volcánicas y andesitas; esta zona de daño se puede identificar debido a la gran cantidad de fracturas cercanas a esta falla y la fuerte interacción que se produce con otras fallas (ver **Figuras 5.12; 5.14 y 5.17**). La interacción y desplazamiento de fallas del sistema NS (F1) hacia el este, como lo es la Falla 2 con la J indica un desplazamiento dextral debido a la actividad posterior de la Falla J (**Figura 5.17**), lo cual también se puede ver reflejado en el sector oeste al ver estructuras NS siendo levemente desplazadas hacia el este con un cambio de manteo por estructuras menores derivadas del sistema EW (**Figura 5.20**).

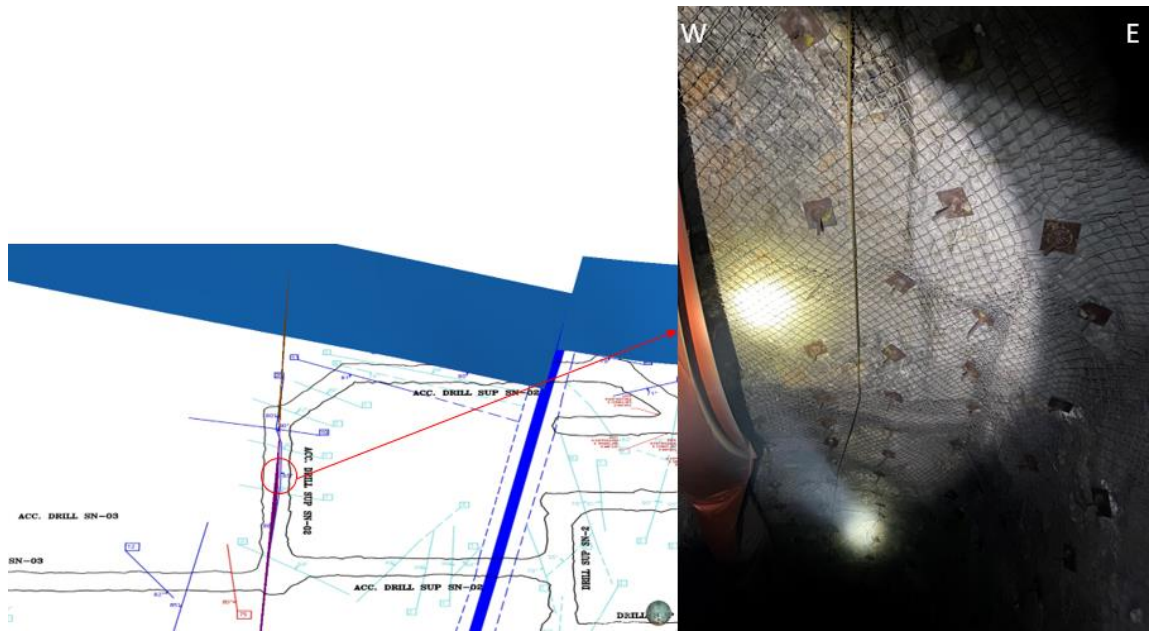


Figura 5.20: En la imagen de la izquierda se ve el nivel 450 al oeste de la Falla B, dónde se pueden la interacción de un set de fallas menores en celeste que son derivados de la Falla J que desplazaron una falla NS levemente modificando su rumbo a lo largo de la estructura. A la derecha se evidencia esta falla NS en el techo de la labor más la zona de daño con óxidos asociada al set de fallas menores (Elaboración propia).

Las zonas de daño producidas por la interacción de estructuras y las fallas menores derivadas de estas interacciones se caracterizan por una amplia presencia de óxidos de hierro y sulfato con una predominante presencia de jarosita, también se puede identificar la presencia de clorita verde, vetas y vetillas de calcita, y en ocasiones una leve presencia de óxidos de cobre. En su relleno se pueden encontrar leves trazas de calcopirita. Sin embargo, se observa una notable disminución de los sulfuros de cobre hacia el norte de esta falla en el nivel 450, debido a un cambio litológico notable de andesita a brechas volcánicas, lo cual también se ve reflejado en el mapa de leyes del nivel 450 (**Figura 5.21**) por lo cual, se infiere que esta falla limita un contacto litológico importante.

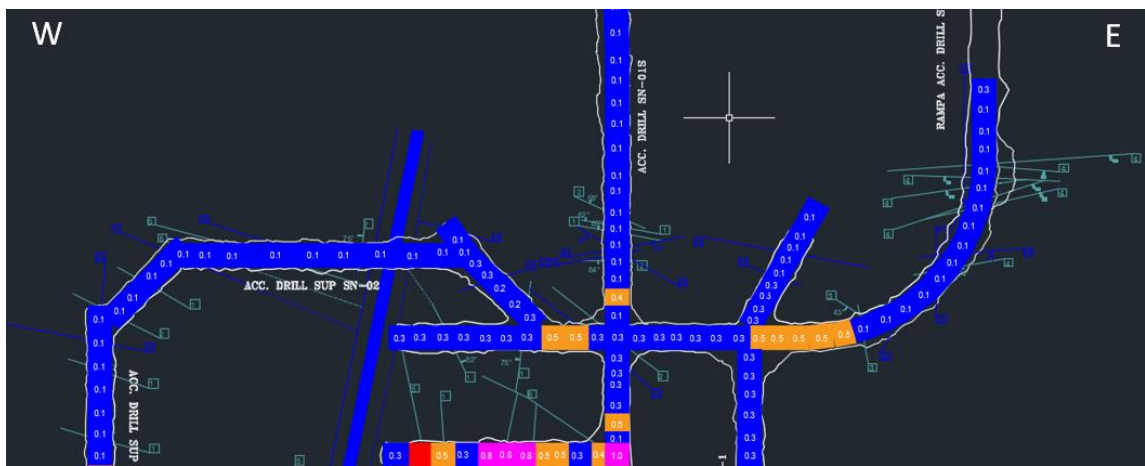


Figura 5.21: Mapa de leyes del nivel 450; en azul se indican las leyes inferiores a 0.4%, en naranja de 0.4 a 0.6%, en rojo de 0.6 a 0.8% y en magenta leyes superiores a 0,8%. Se aprecia una notable disminución de las leyes de cobre en la zona de influencia de la falla J y hacia el norte de esta. Se puede revisar la proyección de la Falla J en la **figura 5.17** (modificado de Atacama Kozan, 2024d).

5.2.1.5 Falla D'

Corresponde a una falla considerable perteneciente a la familia de estructuras con dirección NW-SE (F2), con un rumbo de 340 grados y un manteo que oscila entre 60 a 75 grados hacia el oeste. Su presencia solo se logra reconocer al este de la Falla B y tiene un relleno de calcita con calcopirita (**Figura 5.22**). Si bien esta falla no presenta zonas de fractura tan considerables como la Falla B, tiene una potencia considerable para que se le pueda atribuir el desarrollo de grietas y brechificaciones de calcita en la roca de caja que se encuentran mineralizadas, y que se consideran derivadas del emplazamiento de la Falla

D' (**Figura 5.23**), además, estas fracturas pueden ser provocadas por las interacciones con los sistemas EW (F3) y otros sistemas en la misma dirección NW-SE (F2).

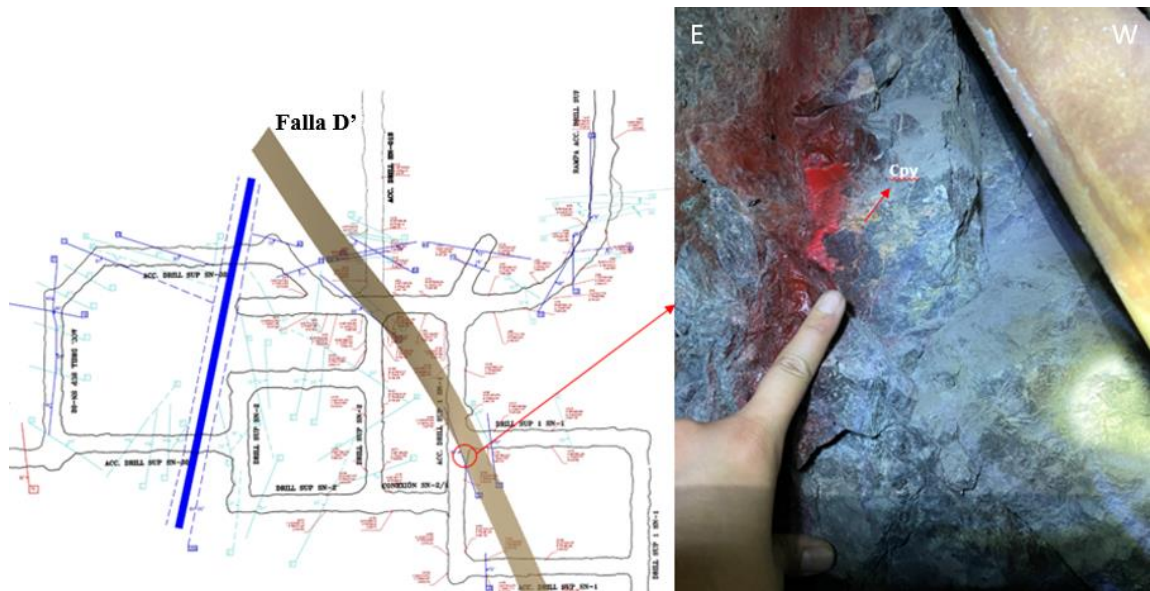


Figura 5.22: Falla D' en el mapa del nivel 450; a la izquierda se puede ver su proyección y posición en el nivel mencionado. En la imagen de la derecha se aprecia como esta falla se asocia con la mineralización de calcopirita, ya que a lo largo de los niveles se encuentran sulfuros abundantes alrededor de esta estructura (Elaboración propia).

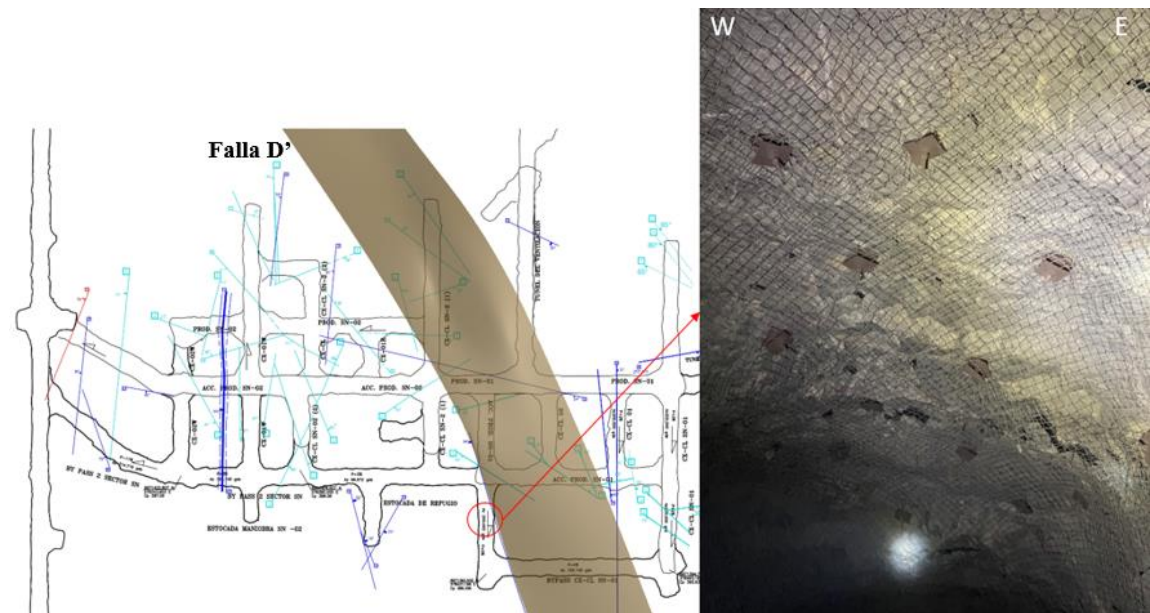


Figura 5.23: Modelado de la Falla D' en el mapa del nivel 390; a la derecha se puede ver a través de la malla de fortificación cómo la roca de caja se encuentra con una brechificación de calcita intensa en el techo de la labor (Elaboración propia).

5.2.1.6 Falla L

Esta falla pertenece a la familia de estructuras NW-SE (F2) con un rumbo que fluctúa entre los 290 y 295 y con un manteo hacia el suroeste a 75 grados al no encontrarse interactuando con otras estructuras como ocurre en el nivel 390; mientras que en el nivel 420 su manteo es de 59 grados producto de la posible interacción de estructuras NS (Falla 2) y EW (Falla J al este); cabe mencionar que esta interacción está inferida por sus respectivas proyecciones y es visible debido al daño en la roca de caja producido por la interacción entre estas estructuras, lo que generó una rápida fortificación de las labores (Figura 5.24). En su relleno se logró identificar calcopirita, óxidos de hierro con predominante hematita, calcita y clorita leve (Imagen 5.2).

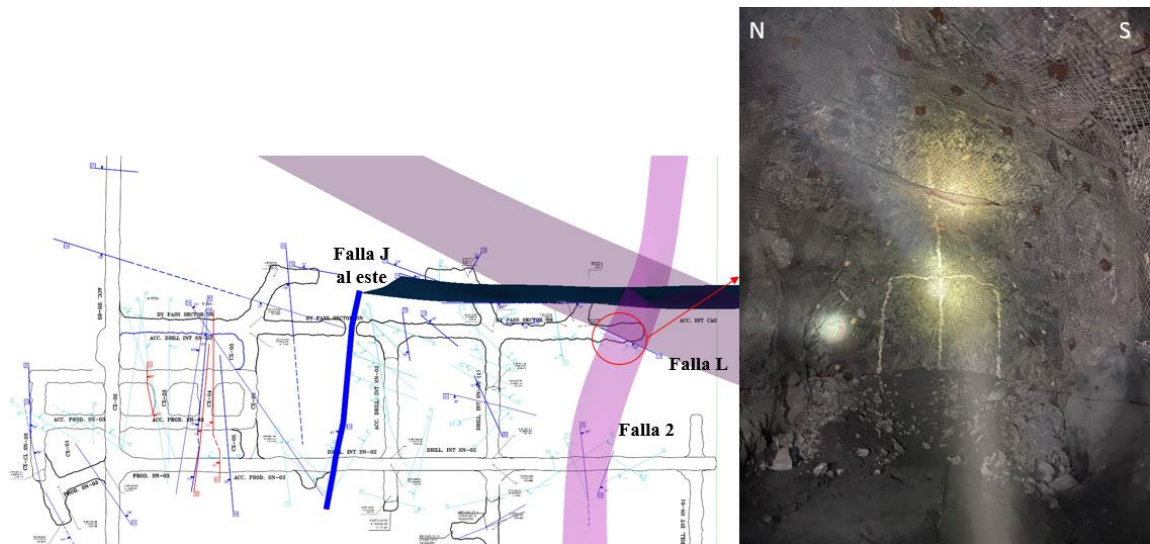


Figura 5.24: Mapa del nivel 420 con las respectivas proyecciones de la falla L (indicada con un círculo rojo), la falla J hacia el este (proyección horizontal) y la falla 2 mostrada anteriormente. A la derecha se logra visualizar el daño en la roca de caja producto de la intersección de estas estructuras y la fortificación asociada a la labor (Elaboración propia).

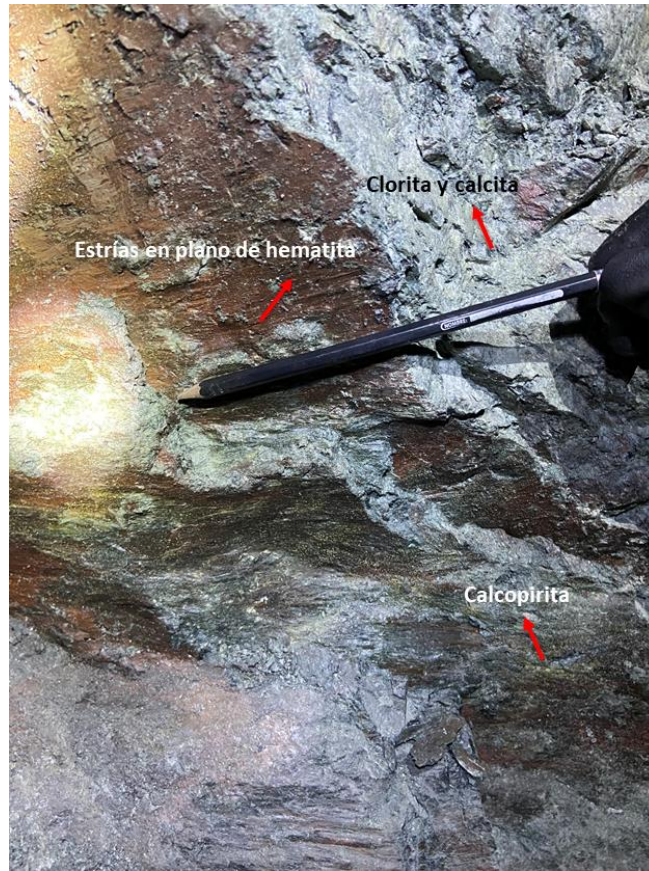


Imagen 5.2: Falla L en el nivel 420; la imagen fue obtenida en la misma la misma labor en círculo rojo indicada en la **figura 5.24**. En la imagen se logra apreciar el relleno de la falla y las estrías asociadas a la estructura, las cuales poseen un *rake* de 10° (Foto del autor).

5.2.2 Fallas menores

Las fallas menores son denominadas de esta forma debido a las características intrínsecas que reflejan al interior de la mina. Estas estructuras corresponden a vetas y fracturas de menor envergadura, con orientaciones tanto subverticales como subhorizontales, sin continuidad a través de los túneles, con espesores menores a los 10 centímetros y con un relleno que no representaría un problema considerable a la operación, pero que sirven para obtener un control estructural más detallado de la mina. Además, estas fallas pueden derivarse de estructuras mayores, formando familias de estructuras en una orientación. En ocasiones, el conjunto de estas fallas menores con rumbos y manteos similares en una misma área (denominado como “*set*” de fallas menores) (**Figura 5.12**),

también han generado zonas de daño que afectan en gran manera la calidad de la roca, evidenciando el paso preferencial de los fluidos a través de estas zonas de falla, que, aunque menores, no son menos importantes.

Por lo general, estas fallas poseen un relleno variable con un menor grado de afectación a la roca hospedante, asociándose a rellenos puramente de calcita o con algún conjunto de alteraciones como lo pueden ser jarosita o hematita, salbanda y clorita que acompañan a la calcita (**Figura 5.12**).

Sin embargo, a pesar de su baja influencia geotécnica, se ha detectado una presencia importante de calcopirita asociada a estas fallas menores con orientaciones subhorizontales y que conectan con fallas mayores (**Figura 5.25**), lo que sugiere que las fallas subhorizontales hayan actuado como conductos concentradores de la mineralización a través de las labores.

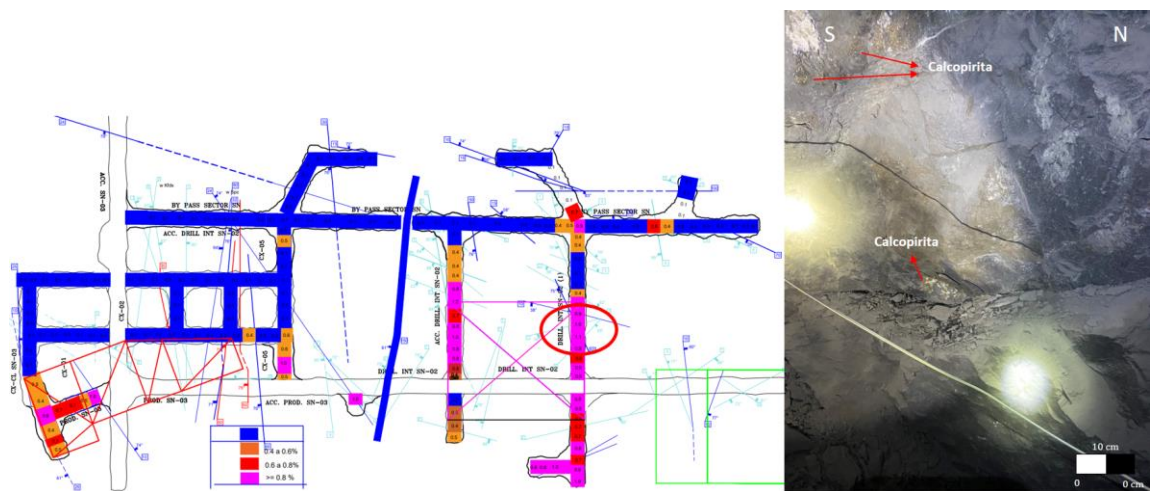


Figura 5.25: Mapa de leyes del nivel 420; se indica en azul las leyes inferiores a 0.4%, en naranja de 0.4 a 0.6%, en rojo de 0.6 a 0.8% y en magenta leyes superiores a 0.8%. Se observa en el círculo rojo la presencia de fallas subhorizontales, las cuales se encuentran asociadas en la cercanía con leyes superiores a 0.8% de cobre y a fallas mayores como la D'. En la imagen de la derecha se evidencia la presencia de calcopirita en la labor indicada con estas fallas menores subhorizontales. (modificado de Atacama Kozan, 2024d).

Los posibles riesgos geotécnicos basados en la experiencia se encuentran provocados por la intersección entre las fallas más prominentes, esto permitirá evitar complicaciones operacionales para el futuro, cómo lo será el nivel 360 el cual aún no se encuentra en labores extractivas. Las fallas geológicas más críticas en cuanto a complicaciones

operacionales son las fallas B y J seguidas por las fallas 2 y L, estas estructuras han requerido fortificaciones que aseguren la operación especialmente cuando estas se intersectan, especialmente la Falla J debido a su dirección EW. En la **figura 5.26** podemos ver la proyección de las fallas caracterizadas más representativas de la mina, con lo cual podemos anticipar futuros riesgos geotécnicos en la intersección de las estructuras para las labores futuras. Adicionalmente, esta proyección de fallas permitirá una mejor planificación de las labores futuras con fortificaciones premeditadas acorde a sus características con tal de evitar complicaciones futuras.

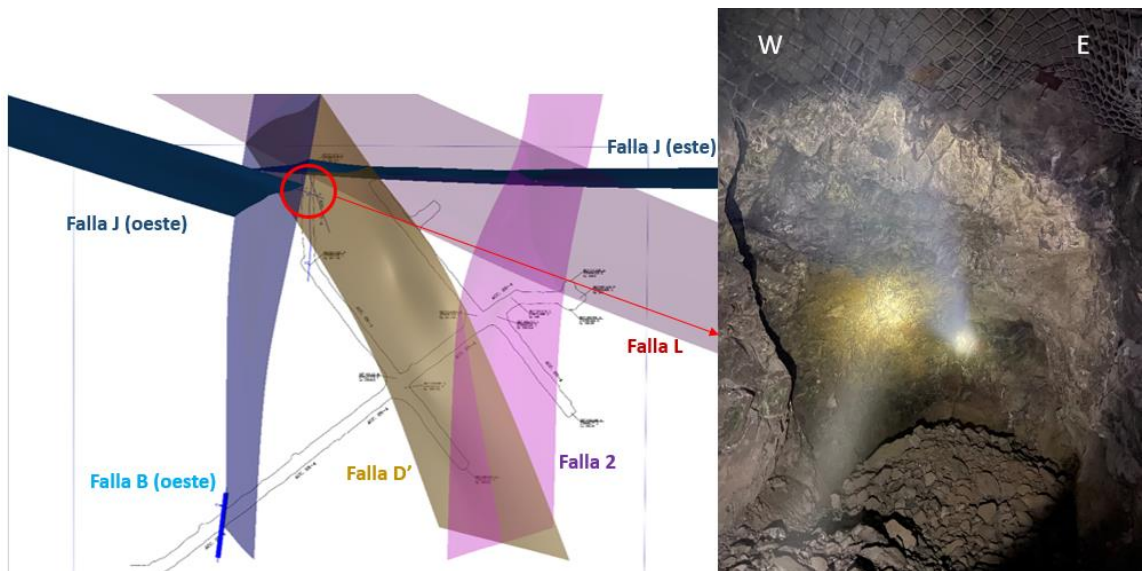


Figura 5.26: Mapa del nivel 360 con fallas modeladas; se observa como existe un cruce de fallas proyectadas en el punto rojo indicado donde hay una labor realizada, a la derecha se evidencia la mala calidad de la roca en el túnel realizado provocado por esta interacción entre las fallas (Elaboración propia).

CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

6.1 Análisis estructural y cronología de eventos tectónicos

Se obtuvieron suficientes datos estructurales para establecer un modelo del área compatible con el modelo de *Riedel* (1929; **Figura 6.1**) para el yacimiento IOCG de Sol Naciente. El análisis del diagrama de diedros rectos realizado (**Figura 5.9**), revela un mecanismo focal con movimiento sinistral, consistente con lo planteado por el trabajo realizado por Del Real *et al.*, (2023) donde plantean que la mineralización de los IOCG pertenecientes al distrito de Candelaria - Punta del Cobre se formó en un régimen transpresional sinistral; además, este régimen también había sido propuesto como un episodio ocurrido en el Cretácico Superior temprano (93-80 Ma), que explica cómo un sistema estructural en flor positiva (Faja Plegada y Corrida de Paipote), enraizado en la falla Paipote, y una serie de anticlinales, desplazan y deforman las secuencias del Cretácico Inferior y la Formación Cerrillos a lo largo de un alineamiento NNE de estructuras en échelon, que coincide con el límite entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera de Copiapó (Arévalo y Grocott, 1977; Arévalo, 1999). Adicionalmente, se evidencia una sincronía temporal entre la deformación transpresional sinistral en la zona de cizalladura de Sierra Chicharra (~122–114 Ma) y la mineralización IOCG en el distrito adyacente de Punta del Cobre (~122–115 Ma) (Seymour *et al.*, 2024).

La estructura principal del modelo se relaciona principalmente al sistema NS definido el cual abarca la falla B, la falla 2 y los diques, mientras que las R y R' corresponden a las fallas D' y L respectivamente, por último, no se caracterizó ninguna falla que contemple a las estructuras P, P' y T del modelo debido a que la información de las estructuras con esta orientación corresponde a fallas menores. Las familias de fallas principales muestran una continuidad a lo largo de los tres niveles, lo que sugiere una historia tectónica coherente. Dentro de las tendencias, tenemos que la familia NS correspondiente a la F1 en los estereogramas es la más dominante en los tres niveles, conservando una gran densidad de fracturas en esta dirección seguida por la familia NW-SE (F2) que, aunque no la más dominante, las estructuras en esta dirección por lo general se encontraban con relleno de calcopirita. Es importante destacar que los tres sistemas de familias

estructurales se encuentran frecuentemente en orientación subvertical, esto sugiere el mencionado régimen tectónico transpresional que predominó en esta zona; favoreciendo la formación de canales preferenciales para la circulación de fluidos con una implicancia importante en la mineralización y alteración del sector. Esto se ve sustentado con el diagrama de diedros rectos (**Figura 5.9**), que indica que existe un σ_1 donde se genera la mayor compresión con un sentido de esfuerzo desde el NW, provocando que los planos de falla NS tengan un movimiento sinistral, y σ_3 con sentido NE-SW, entregando un σ_2 con una distribución espacial vertical que haya funcionado para canalizar la circulación de fluidos que mineralizaron el sector.

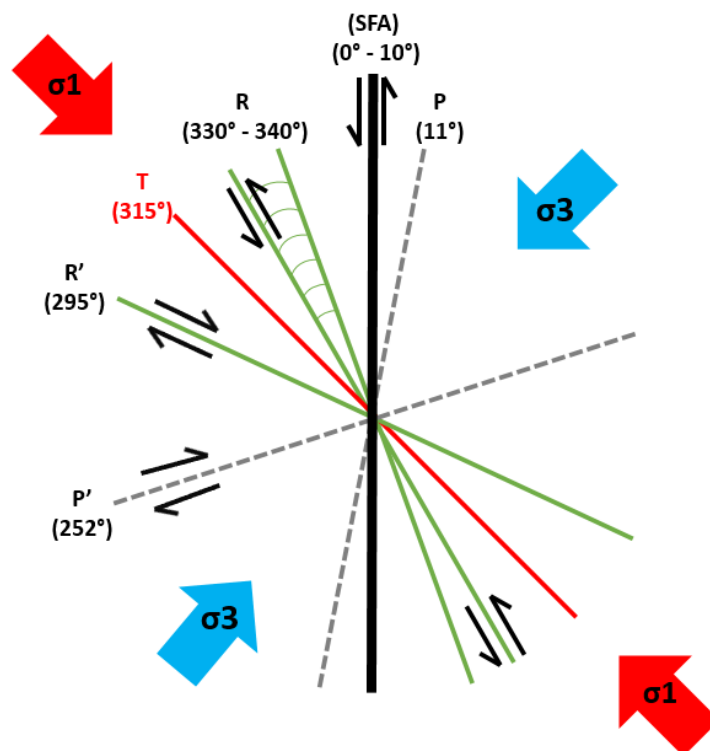


Figura 6.1: Modelo estructural para la zona de estudio de acuerdo al criterio de *Riedel* (1929) (Elaboración propia).

Un detalle destacable es que las estructuras NW-SE como las fallas D' y L se observaron cercanas a zonas de "alta ley" se encuentran asociadas a la presencia de fallas subhorizontales con orientación EW que conectan con estas fallas mayores, cómo se observa en la **figura 5.25** y coincidiendo con la planificación de los caserones SN-03 y

SN-02. Esta asociación de estructuras pudo haber favorecido una mineralización de tipo manto que enriqueció las labores.

Gracias a la caracterización de las estructuras más prominentes que representan cada una de las categorías de las familias de estructuras definidas en el punto 5.1 y que se manifiestan al interior de la mina, se lograron identificar relaciones de corte e interacciones entre las fallas mayores principales, lo que permitió obtener una geocronología relativa general de los eventos que interactuaron en la mina e influyeron a su mineralización, la cual se encuentra representada gráficamente en la **figura 6.2** en orden del punto 1 al 5.

Esta temporalidad de eventos se puede describir de la siguiente manera de acuerdo a la información recopilada:

1. Intrusión de diques microdioríticos: Estos diques cortan la roca de caja andesítica, sin embargo, la roca de caja conserva su magnetismo a ambos lados del dique, lo que sugiere eventos posteriores que siguieron mineralizando el sector. De igual manera, se observó que los diques son cortados por una falla mayor que es parte de la familia de estructuras NS (F1) y por una falla menor EW (F3) que los oxida (**Figura 5.18**). Esto indica que los diques son anteriores a estas familias de fallas, pero posteriores a la roca de caja.
2. Formación de estructuras NS (Falla 2): La Falla 2 es una estructura importante en esta secuencia, ya que representa un primer pulso de estructuras NS que es posteriormente desplazada por la Falla J (**Figura 5.17**), lo que confirma su formación anterior a estas estructuras este-oeste.
3. Formación de estructuras EW (Falla J): Esta estructura se encuentra asociada a un contacto litológico con brechas volcánicas y se encuentra desplazando estructuras NS hacia el este (**Figura 5.20**), siendo la más notable de estas la Falla 2 (**Figura 5.17**).
4. Formación de estructuras NW-SE (Falla D' y L): A estas estructuras se les puede atribuir como conductoras principales de la mineralización, debido a que pertenecen a la misma familia de estructuras NW-SE (F2) y ambas tienen calcopirita asociada tanto a sus rellenos como a la roca de caja circundante (**Figura 5.22 e Imagen 5.2**), además, el mapa de leyes favorece esta propuesta (**Figura 5.25**); por consiguiente, se

sugiere que estas estructuras son posteriores a la Falla J, debido a que la mineralización de calcopirita no continúa al norte de esta estructura producto del contacto litológico con las brechas volcánicas, además, se puede ver la continuidad y el daño provocado por la Falla L en la roca de caja posterior a la interacción con la Falla J en la **figura 5.11**.

5. Formación de estructuras NS (Falla B): Es el último evento tectónico de la secuencia, además, divide la geología en sectores este y oeste. Esta falla interactúa, corta y desplaza a todas las estructuras previamente mencionadas, lo que la sitúa como el evento más reciente.

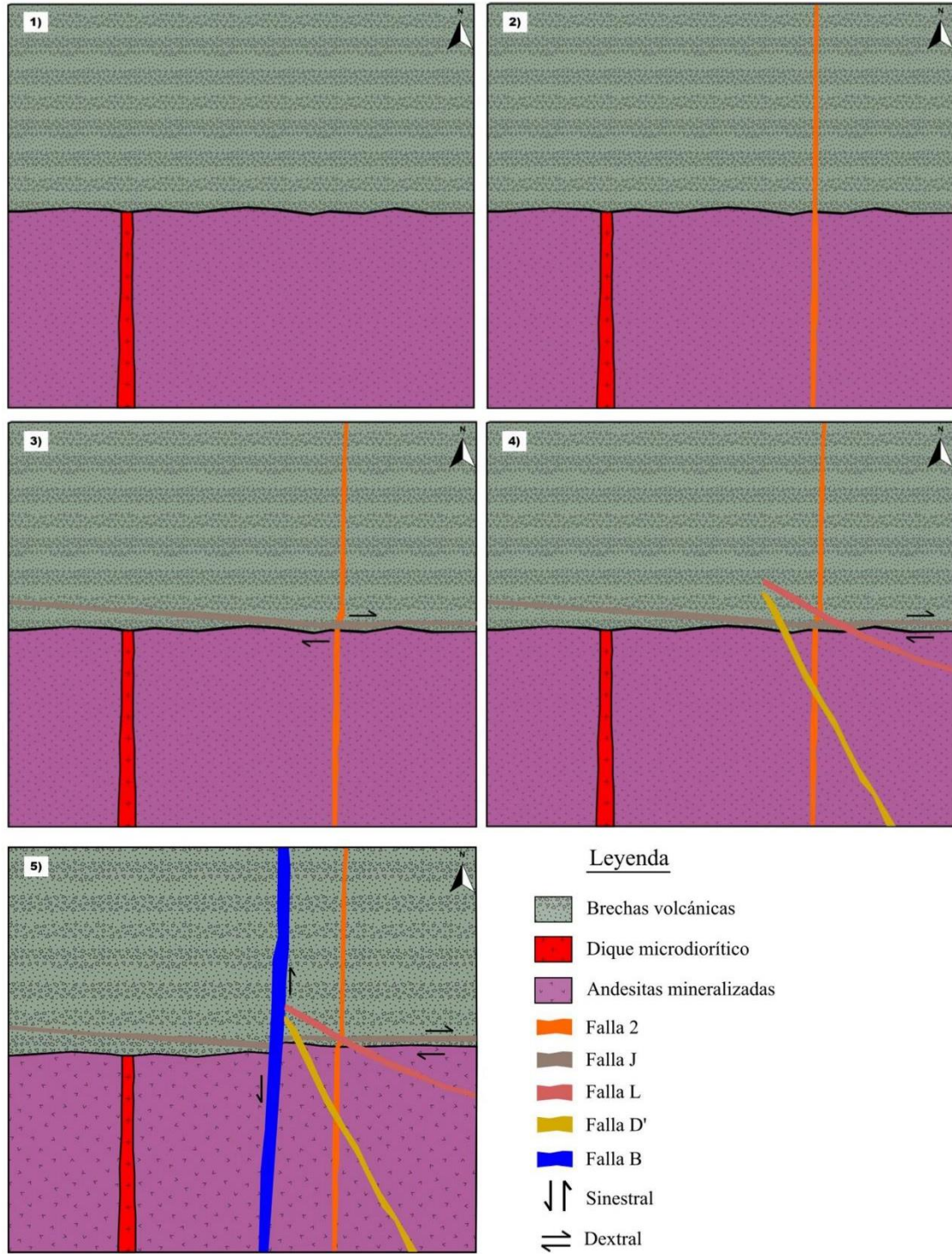


Figura 6.2: Con vista en planta se representa con un esquema gráfico la secuencia temporal ordenada descrita en el texto. La secuencia de los eventos es la siguiente: 1) Intrusión de los diques microdioríticos; 2) Formación de estructuras NS representadas por la falla 2; 3) Formación de estructuras EW representadas por la falla J; 4) Formación de estructuras NW-SE representadas por la falla D' y L; 5) Formación de estructuras NS representadas por la falla B (Elaboración propia).

La secuencia cronológica propuesta en este estudio constituye una historia relativa de eventos basada en la observación de relaciones estructurales de corte y superposición, caracterizando la cronología de las fallas y estructuras principales del sector. No obstante, cabe destacar que la historia tectónica de sistemas geológicos de este tipo es compleja y puede involucrar múltiples episodios de deformación, intrusión y mineralización, algunos de los cuales podrían no haber sido evidentes en los datos actuales. La interpretación presentada es, por tanto, una aproximación fundamentada en la evidencia estructural actual, la cual podría modificarse con estudios posteriores o nuevas evidencias geológicas que sugieran reactivaciones u otros eventos no detectados en la presente investigación.

6.2 Alcances y limitaciones del estudio

Este estudio se enfoca exclusivamente en el modelo geológico estructural de la mina subterránea, sin considerar en detalle otras áreas complementarias como la caracterización litológica o geoquímica. Aunque estos aspectos podrían enriquecer el entendimiento del sistema geológico, su análisis queda fuera del alcance de este trabajo debido a restricciones de tiempo y recursos.

La observación detallada de las estructuras geológicas se vio limitada por la baja visibilidad en algunos sectores de la mina y el uso activo de rutas de maquinaria pesada y zonas de producción. Asimismo, la acumulación de polvo, iluminación insuficiente y las condiciones naturales del entorno subterráneo dificultan la identificación precisa de las estructuras y sus relaciones cinemáticas. Además, el continuo avance de las labores mineras y la instalación de fortificaciones en sectores clave pueden alterar o cubrir potenciales evidencias geológicas. Esto reduce la capacidad para observar estructuras en su estado natural, limitando la interpretación de ciertos rasgos y la documentación precisa de evidencias cinemáticas.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

El gran volumen y calidad de datos obtenidos en terreno y el posterior análisis de los principales sistemas de fallas identificados en la mina Sol Naciente y caracterizados por aquellas estructuras más representativas que tienen un impacto tanto en la disposición de la mineralización de cobre como a nivel geotécnico, han permitido plantear un modelo estructural que es compatible con el modelo de *Riedel* (1929), junto a un régimen transpresional sinistral que es respaldado por diversos autores (Arévalo y Grocott, 1997; Arévalo, 1999; Seymour *et al.*, 2024), y que es consistente con grandes depósitos cercanos al área pertenecientes al distrito de Candelaria-Punta del Cobre que explotan yacimientos IOCG (Del Real *et al.*, 2023), completando satisfactoriamente el objetivo de este estudio.

El modelamiento computacional de las fallas basado en datos estructurales recolectados en terreno junto con su caracterización, permitió proyectar y validar la geometría de las fallas **B, J, 2, D'** y **L**, definiendo zonas críticas asociadas a su continuidad espacial, comportamiento mecánico y su relación con la mineralización; llevar el control de estas estructuras geológicas permitirá planificar con anticipación y prevenir futuros riesgos geotécnicos, los cuales se encuentran basados en la evidencia y experiencia de cómo las fallas y la interacción entre estas provocó complicaciones operacionales a nivel geotécnico y extractivo, especialmente cuando se producía la intersección entre dos o más fallas en algún punto de la labor. Además, el análisis de los resultados permitió identificar el sistema de fallas NW-SE predominantemente subvertical como los conductos preferenciales en la mineralización de cobre de la mina junto con la interacción de fallas subhorizontales este-oeste, lo que coincide con zonas de "alta ley" y la planificación previa en el diseño de los caserones SN-02 y SN-03, por lo que se sugiere que las próximas campañas de exploración en nuevos proyectos hacia el este de Sol Naciente como "Don Eusebio" puedan realizar perforaciones que apunten a interceptar estructuras NW-SE.

Es necesario llevar el control de las proyecciones estructurales en terreno para identificar nuevos indicios con evidencias cinemáticas y estructurales que puedan reforzar o actualizar el modelo propuesto en este estudio. Adicionalmente, se debe llevar el control de las fallas mayores y evitar la planificación de labores que sean paralelas a las fallas y un especial cuidado en la interacción de los sistemas de fallas EW, debido a que interactúa

con todos los sistemas de fallas planteados, provocando complicaciones geotécnicas cuando se cruza con otras fallas, además de zonas con alto grado de oxidación que afectan en la mineralización de calcopirita.

Se recomienda realizar un estudio que pueda profundizar sobre la paragénesis del depósito con tal de determinar la presencia de minerales que podrían tener valor económico como subproductos potenciales asociados con el mineral principal, ya que el régimen tectónico transpresional favorece la formación de estructuras complejas que pueden controlar la circulación de fluidos hidrotermales. La caracterización de las estructuras principales identificadas en este estudio junto con sus relaciones de corte y los rellenos podrían ser una guía en la búsqueda de subproductos, y así, por consiguiente, estudiar la relación entre los minerales principales y secundarios para comprender con mayor detalle las etapas de formación del depósito, con tal de encontrar pistas sobre áreas con enriquecimiento supérgeno. Este conocimiento podrá guiar futuras perforaciones o estrategias de explotación, además de contribuir a evaluar la sostenibilidad a largo plazo de la operación minera.

CAPÍTULO 8: BIBLIOGRAFÍA

1. Arabasz, W. J. (1971). *Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile* [No publicada]. California Institute of Technology.
2. Arévalo, C. (1994). *Mapa Geológico de la Hoja Los Loros, Región de Atacama* (Documentos de Trabajo N° 6). Servicio Nacional de Geología y Minería.
3. Arévalo, C. (1995). *Mapa Geológico de la Hoja Copiapó, Región de Atacama* (Documentos de Trabajo N° 8). Servicio Nacional de Geología y Minería.
4. Arévalo, C. (1999). *The Coastal Cordillera/Precordillera boundary in the Tierra Amarilla area (27°20'–27°40'S / 70°05'–70°20'W), northern Chile, and the structural setting of the Candelaria Cu-Au ore deposit* [No publicada]. Kingston University, Kingston-upon-Thames, Reino Unido.
5. Arévalo, C. (2005). *Carta Copiapó, Región de Atacama* (Carta geológica de Chile, serie geología básica N° 91). Servicio Nacional de Geología y Minería.
6. Arévalo, C. y Grocott, J. (1997). The tectonic setting of the Chañarcillo Group and the Bandurrias Formation: an early-Late Cretaceous transpressive belt between the Coastal Cordillera and Precordillera, Atacama Region, Chile. En *Actas del 8° Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1, pp. 1604–1607). Antofagasta, Chile.
7. Arévalo, C. y Mpodozis, C. (1991). Tectónica del grupo Chañarcillo: una franja de cabalgamientos con vergencia al oeste en el valle del río Copiapó, Región de Atacama, Chile. En *Actas del 6° Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1, pp. 81–83).
8. Ayala, L. (2017). Identificación de indicadores cinemáticos en geología estructural. *Explorock*.
9. Atacama Kozan. (2024a). *Avances topográficos de los niveles 390, 420 y 450*. [Documento interno no publicado].
10. Atacama Kozan. (2024b). *Reporte geológico diario de la mina Sol Naciente del material chancado*. [Documento interno no publicado].
11. Atacama Kozan. (2024c). *Sol Naciente 20240913* [Documento interno restringido].
12. Atacama Kozan. (2024d). *Reporte de geomecánica semanal en Sol Naciente, mapeo de los niveles 390-420-450*. [Documento interno no publicado].
13. Babín Vich, R. B. y Gómez Ortiz, D. (2010). Problemas de geología estructural. 8. Fallas. *Reduca (Geología). Serie Geología Estructural*, 2(1), 124–147. <https://hdl.handle.net/20.500.14352/41727>
14. Barra, F., Reich, M., Selby, D., Rojas, P., Simon, A., Salazar, E. y Palma Lira, G. (2017). Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotope approach. *Ore Geology Reviews*, 81, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.016>

15. Barton, M. D. y Johnson, D. A. (2004). Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. En *SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover* (Special Publication 33, pp. 112–116). Centre for Global Metallogeny.
16. Bookstrom, A. A. (1977). The magnetite deposits of El Romeral, Chile. *Economic Geology*, 72, 1101–1130.
17. Boric, R., Díaz, F. y Maksaev, V. (1990). *Geología y yacimientos metalíferos de la región de Antofagasta* (Boletín N° 40). Servicio Nacional de Geología y Minería.
18. Brown, M., Díaz, F. y Grocott, J. (1993). Displacement history of the Atacama fault system 25°00'S-27°00'S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 1165–1174.
19. Browne, Q. J., Thompson, T. B. y Maher, B. J. (2000). Shear-hosted copper mineralization within the Atacama Fault Zone, El Salado district, northern Chile. En J. K. Cluer, J. G. Price, E. M. Struhsacker, R. F. Hardyman y C. L. Morris (Eds.), *Geology and ore deposits 2000: The Great Basin and beyond* (pp. 467–472). Geological Society of Nevada.
20. Carrera, C. L. L., Román, T., Arlegui, L. E., Gracia, Á. L. C. y Gil, A. (1997). Uso de los modelos experimentales en la enseñanza de Geología Estructural (II), Aplicación a la deformación discontinua. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 5(3), 226–234.
21. Cornejo, P. y Matthews, S. (2000). Relación entre magmatismo-tectónica y su implicancia en la formación de sistemas de pórfidos cupríferos: Yacimiento El Salvador, 3 Región. En *Actas del 9° Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1, pp. 184–188).
22. Dallmeyer, R. D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G. y Treloar, P. (1996). Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, north Chile: constraints from 40Ar/39Ar minerals ages. *Journal of Geology*, 104, 19–40.
23. Dalziel, I. W. D. (1986). Collision and Cordilleran orogenesis: An Andean perspective. *Geological Society of London, Special Publications*, 19(1), 389–404.
24. Davidson, J. y Mpodozis, C. (1991). Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. *Economic Geology*, 86, 1174–1186.
25. De Haller, A., Zúñiga, A. J., Corfu, F. y Fontboté, L. (2002). The iron oxide–Cu–Au deposit of Raúl-Condestable, Mala, Lima, Perú. *Resúmenes del 11° Congreso Geológico Peruano*, 80.
26. Del Real, I., Thompson, J. F. H., Simon, A. C. y Reich, M. (2020). Geochemical and isotopic signature of pyrite as a proxy for fluid source and evolution in the Candelaria-Punta del Cobre iron oxide copper-gold district, Chile. *Economic Geology*, 115(7), 1493–1518. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4765>

27. Del Real, I., Allmendinger, R. W., Thompson, J. F. y Creixell, C. (2023). Evidence for transpression during formation of the Candelaria Punta del Cobre IOCG - district and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 126, 104289. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104289>
28. Espinoza R., S., Veliz G., H., Esquivel L., J., Arias F., J. y Moraga B., A. (1998). The cupriferous province of the Coastal Range, northern Chile. En F. Camus, R. M. Sillitoe, R. Petersen y P. Sheahan (Eds.), *Andean copper deposits: New discoveries, mineralization, styles and metallogeny*. Society of Economic Geologists.
29. Fossen, H. (2016). *Structural geology* (2ª ed.). Cambridge University Press.
30. Gelcich, S., Espinoza, C. y Vivallo, W. (1998). Yacimientos Metalíferos de las Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. *Mapa Recursos Minerales de Chile*, 3, 17.
31. Godoy, E. y Lara, L. (1998). *Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama* (Mapas Geológicos N° 5-6). Servicio Nacional de Geología y Minería.
32. Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, R. D., Taylor, G. K. y Treloar, P. J. (1994). Mechanisms of continental growth in extensional arcs: An example from the Andean plate-boundary zone. *Geology*, 22(5), 391–394.
33. Grocott, J., Taylor, G. K. (2002). Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25 30' S to 27 00' S). *Journal of the Geological Society*, 159(4), 425-443.
34. Groves, D. I. y Vielreicher, N. M. (2001). The Phalabowra (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: An end-member of the iron oxide-copper-gold-rare earth element deposit group? *Mineralium Deposita*, 36, 189–194.
35. Hancock, P. (1984). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7, 437-457.
36. Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Zoback, M. (2018). The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, 744, 484-498.
37. Hervé, M. 1987. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla Atacama al norte de Paposó (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile* 31, 37-42.
38. Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T., 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, v. 58, 241–287.
39. Injoque, J. (2000). Distribución de yacimientos de sulfuros masivos (VMS) y de cobre tipo manto (CuTM) en el arco volcánico cretácico de los Andes peruanos y sudamericanos. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (90), 19-34.

40. Injoque, J., Atkin, B., Harvey, P. y Snelling, N. (1988). Mineralogía, geoquímica y geocronología del skarn geotermal de hierro de Marcona. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 79, 65–80.
41. Kayal, J. R. (2008). Dynamics of faulting and fault plane solution. En *Microearthquake seismology and seismotectonics of South Asia* (pp. 152–179). Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8180-4_4
42. Knight, J., Lowe, J., Joy, S., Cameron, J., Merrillees, J., Nag, S., Shah, N., Dua, G. y Jhala, K. (2002). The Khetri copper belt, Rajasthan: Iron oxide copper-gold terrane in the Proterozoic of NW India. En T. M. Porter (Ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective* (Vol. 2, pp. 321–341). Australian Mineral Foundation.
43. Ladino, M., Tomlinson, A. y Blanco, N. (1997). Nuevos antecedentes para la edad de la deformación cretácica en Sierra de Moreno, II Región de Antofagasta, Norte de Chile. En *Actas del 8° Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1, pp. 103–107).
44. Lara, L. y Godoy, E. (1998). *Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama* (Mapas Geológicos N° 4). Servicio Nacional de Geología y Minería.
45. Maksaev, V. (1990). *Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits* [No publicada]. Dalhousie University
46. Marrett, R. y Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12(8), 973–986.
47. Marschik, R. y Fontboté, L. (2001a). The Punta del Cobre Formation, Punta del Cobre-Candelaria area, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 401–433. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00036-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00036-0)
48. Marschik, R., Fontboté, L. (2001b). The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*. 96. 1799–1826. 10.2113/96.8.1799.
49. Minera Nittetsu Chile Ltda. (2016, 7 octubre). *Proyecto Sol Naciente* [Diapositivas].
50. Moody, T. C., Hawkes, N., Ramos, D., Loader, S., Panez, R., Abbott, C., Carbonell, J. y Sillitoe, R. H. (2003). The Marcona iron oxide-copper deposits, Peru. En *Proceedings of the 3rd Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores* (CD-ROM). Instituto de Ingenieros de Minas del Perú.
51. Mourgues, F. A. (2007). *Paleontologie stratigraphique (Ammonites) et évolution tectono-sédimentaire du bassin d'arrière arc de Chañarcillo (Berriasien-Albien), Nord du Chile* [Tesis doctoral]. Universitet Toulouse III-Paul Sabatier.
52. Mpodozis, C. y Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina. En *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Earth Science Series N° 11, pp. 59–90). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources.

53. Naranjo, J. A., Hervé, F., Prieto, X. y Munizaga, F. (1984). Actividad cretácica de la Falla Atacama al este de Chañaral: milonitización y plutonismo. *Revista de la Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, 34, 43–55.
54. Naranjo, J. A. (1987). Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Falla Atacama, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 43–55.
55. Nittetsu. (2015). *Investigación mediante la construcción de túneles de preparación para la producción* [Informe interno no publicado].
56. Orrego, M., Robles, W., Sanhueza, A., Zamora, R. e Infanta, J. (2000). Mantos Blancos y Mantoverde: ¿depósitos del tipo Fe-Cu-Au? Una comparación con implicancias en la exploración. En *Actas del 9° Congreso Geológico Chileno* (Vol. 6, pp. 145–149).
57. Petit, J. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 597–608.
58. Pollard, P. J., Porter, T. M. (2000). Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization. *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective: Glenside, South Australia, Australia, Australian Mineral Foundation*, 1, 27-41.
59. Ramsay, J. y Huber, M. (1987). *Modern structural geology: Folds and fractures* (Vol. 2). Academic Press.
60. Riedel, W., 1929. *Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Centralblatt fur Minerologie, Geologie, und Paleontologie* 1929B, 354.
61. Ruiz F., C., Aguirre Le Bert, L., Corvalán D., J., Klohn, C., Klohn H., E. y Levi, B. (1965). *Geología y yacimientos metalíferos de Chile* (305 p.). Instituto de Investigaciones Geológicas.
<https://repositorio.sernageomin.cl/handle/0104/23652>
62. Rutland, R.W.R. (1971). *Andean orogeny and ocean floor spreading. Nature*, 233(5317), 252-255.
63. S.C.M. Atacama Kozan. (2023, agosto). S.C.M. Atacama Kozan [Diapositivas]. SONAMI. <https://www.sonami.cl/v2/wp-content/uploads/2023/08/smm2023-ak.pdf>
64. Scheuber, E., Andriessen, P. A. (1990). The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 12(2), 243-257.
65. Scheuber, E. y Gonzalez, G. (1999). Tectonics of the Jurassic–Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22–26°S): A story of crustal deformation. *Tectonophysics*, 299(1-3), 93–109.
66. Scholz, C. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77(1), 319-328.

67. Segerstrom, K., Thomas, H. y Tilling, R. (1963). *Cuadrángulo Pintadas, Provincia de Atacama* (Carta Geológica de Chile N° 12). Instituto de Investigaciones Geológicas.
68. Seymour, N. M., Singleton, J. S., Gomila, R., Arancibia, G., Ridley, J., Gevedon, M. L., Stockli, D. F. y Seman, S. M. (2024). Alteración sódico-cálcica y cizallamiento transpresional a lo largo del sistema de fallas de Atacama durante la mineralización IOCG, Copiapó, Chile. *Mineralium Deposita*, 59, 1295–1323. <https://doi.org/10.1007/s00126-024-01259-2>
69. Sillitoe, R.H. (2003) Iron Oxide-Copper-Gold Deposits: An Andean View. *Mineralium Deposita*, 38, 787-812.
70. Suárez, M. y Bell, M. (1993). The depositional environments and tectonic development of a Mesozoic intra-arc basin, Atacama Region, Chile. *Geological Magazine*, 130, 417–430.
71. Taylor, G. K., Grocott, J., Pope, A. y Randall, D. E. (1998). Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: A crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics*, 299(1-3), 93–109.
72. Thiele, R. y Pincheira, M. (1987). Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la Zona de Falla Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 3, 77–94.
73. Twiss, R. J. & Moores, E. M. (1992). *Structural geology* (532 p.). Macmillan.
74. Vivallo, W. y Henríquez, F. (1998). Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 25(2), 199–228.
75. Vivallo, W., Díaz, A. y Jorquera, R. (2008). *Yacimientos metalíferos de la Región de Atacama* (Carta Geológica de Chile, Serie recursos Minerales y Energéticos N° 27). Servicio Nacional de Geología y Minería.
76. Vivallo, W., Henríquez, F. y Espinoza, S. (1995). Los depósitos de hierro del tipo magnetite-apatita: geoquímica de las rocas volcánicas asociadas y potencialidad de la mena de hierro como fuente de mineralización de oro. *Revista Geológica de Chile*, 22, 159–175.
77. Williams, P. J., Hodgson, C. J., Franklin, J. M. (1999). Fe-oxide-Cu-Au deposits of the Olympic Dam/Ernest Henry-type. *New developments in the geological understanding of some major ore types and environments, with implications for exploration: Toronto, Prospectors and Developers Association of Canada*, 1-43.
78. Williams, P. J., Guoyi Dong, Ryan, C. G., Pollard, P. J., Rotherham, J. F., Mernagh, T. P. y Chapman, L. H. (2001). Geochemistry of high-salinity fluid inclusions from the Starra (Fe)-Cu-Au deposit, Cloncurry district, Queensland. *Economic Geology*, 96, 875–883.

79. Williams, P., Barton, M., Johnson, D., Fontboté, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N. y Marschik, R. (2005). Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 371–406.
80. Woodcock, N., Fischer, M. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8(7), 725-735.
81. Zamora, R. y Castillo, B. (2001). Mineralización de Fe-Cu-Au en el distrito Mantoverde, Cordillera de la Costa, III Región de Atacama, Chile. En *Proceedings of the 2nd Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores* (pp. 1–13). Instituto de Ingenieros de Minas del Perú.