



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**“INTEGRACIÓN DE MÉTODOS GEOFÍSICOS PARA DEFINIR UN
FLANCO DE EXPLORACIÓN EN SECTOR PALO NEGRO NORTE,
REGIÓN DE ATACAMA, CHILE”**

Catalina Paz Labra Espinoza

Memoria para optar al título de geóloga

Profesor Guía: Msc. Abraham González Martínez.

Profesional Co-Guía: Sr. Joaquín Morales Villalobos

Profesor Comisión: Dra. Javiera Gerding González.

Concepción, 2024.

“Como el sol que nunca se cansa de salir después de la noche más larga, sigues aquí, recordando que cada final trae consigo un nuevo comienzo”.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. GENERALIDADES	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	2
1.4. CLIMA	3
1.5. TRABAJOS ANTERIORES	5
1.6. AGRADECIMIENTOS	5
2. MARCO TEÓRICO	7
2.1. CONCEPTOS CLAVES	7
2.1.1. Ondas sísmicas	7
2.1.2. Ondas superficiales	8
2.1.3. Ruído sísmico ambiental	9
2.1.4. Tomografía de ruido sísmico ambiental	10
2.1.5. Polarización Inducida (IP)	10
2.1.6. Magnetometría	13
2.1.7. Depósitos IOCG	14
2.2. GEODE	17
3. MARCO GEOLÓGICO	20
3.1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES	20
3.2. GEOMORFOLOGÍA	21
3.3. MARCO TECTÓNICO REGIONAL	22
3.4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	22
3.5. MARCO GEOLÓGICO LOCAL	24
3.5.1. Unidades geológicas	24
3.6. DEPÓSITOS IOCG CERCANOS	25
4. METODOLOGÍA	28

4.1. ETAPA PRE TERRENO	28
4.2. ETAPA DE TERRENO	29
4.3. ETAPA DE GABINETE	32
4.4. ANÁLISIS GEODE	33
5. RESULTADOS	37
6. DISCUSIÓN	61
7. CONCLUSIÓN	63
REFERENCIAS	65

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. Mapa y vías de acceso de Palo Negro Norte	3
2. Clima en Palo Negro Norte	4
3. Ondas P y ondas S	8
4. IP en sección 6936800 N	11
5. IP en sección 6938400 N	12
6. Estudios magnéticos en Palo Negro	13
7. Depósitos en Chile. Extraído de Barra <i>et al.</i> , 2017	16
8. Diseño de <i>Geode</i>	18
9. Unidades morfoestructurales de la región de Atacama	20
10. Geomorfología de la región de Atacama	21
11. Franjas metalogénicas en el sector de Copiapó, Chile	23
12. Palo Negro con respecto a minas cercanas	27
13. Mapa topográfico de Palo Negro Norte	29
14. <i>Geode</i>	30
15. Instalación de <i>Geode</i>	31
16. Modelo de sensibilidad Palo Negro	35
17. Datos <i>Geode</i> en Leapfrog	38
18. Modelo de velocidades de onda Palo Negro Norte	39
19. Sección 339839 E	39
20. Isosuperficie a 3000 m/s en Palo Negro	40
21. Vista en planta a -75 ms.n.m.	41
22. Vista en planta a -225 ms.n.m.	42
23. Vista en planta a -725 ms.n.m.	42
24. Modelo junto con anomalía IP	43
25. IP junto con magnetometría	44
26. Mapa geológico en conjunto con modelo de velocidades	44
27. Sección A-A' en el modelo	45
28. IP junto a sección del modelo	46

29. Modelo 3D destacando nivel de mineralización	46
30. Modelo 3D en conjunto con anomalía IP	47
31. Vista en planta del modelo y la anomalía IP	47
32. Combinación de puntos de interés entre Palo Negro Norte y Sur.	48
33. Modelo combinado junto a anomalía IP	48
34. Sección 6936732.307 N del modelo 3D.	49
35. Sección 6937001.067 N del modelo 3D	50
36. Representación de las secciones en el modelo 3D	51
37. Sección 6936866.687 N del modelo 3D	51
38. Sección 6937135.447 N del modelo 3D	52
39. Sección 6937269.827 N del modelo 3D	52
40. Sección 6937404.207 N del modelo 3D	53
41. Sección 6937538.587 N del modelo 3D	53
42. Sección 6937672.967 N del modelo 3D	54
43. Sección 6937807.347 N del modelo 3D	54
44. Sección 6937941.727 N del modelo 3D	55
45. Sección 6938076.107 N del modelo 3D	55
46. Sección 6938210.487 N del modelo 3D	56
47. Sección 6938344.867 N del modelo 3D	56
48. Sección 6938479.247 N del modelo 3D	57
49. Sección 6938613.627 N del modelo 3D	57
50. Sección 6938748.007 N del modelo 3D	58
51. Sección 6938882.387 N del modelo 3D	58
52. Sección 6939016.767 N del modelo 3D	59
53. Área a definir un posible flanco de exploración	60

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo		Página
1	Resistividad y cargabilidad	69
2	Magnetometría	71
3	Velocidades de onda mínimas y máximas según litología	72
4	Mapa geológico de Palo Negro	73
5	Procedimiento detallado para identificar zona de interés en el modelo combinado	74

RESUMEN

La propiedad Palo Negro Norte corresponde a una concesión de *International PBX* (“IPBX”) y se encuentra ubicada en la Cordillera de la Costa del norte de Chile a unos 40 km al suroeste de Copiapó, región de Atacama. Está conformada principalmente por intrusivos dioríticos del Jurásico y Cretácico, y está mayormente cubierta por arenas aluviales y eólicas del Terciario y Cuaternario. Parte del Sistema de Fallas de Atacama que contiene rocas volcánicas, una variedad de pequeñas intrusiones y varios pequeños depósitos de IOCG, está cubierto por las concesiones de Palo Negro. Los depósitos de tipo IOCG (*Iron Oxide-Copper-Gold deposits*) corresponden a depósitos magmáticos-hidrotermales que presentan abundante contenido de hierro (80% de Fe) con porcentajes menores, pero económicos de Cu y Au.

Este tipo de depósitos pueden responder a estudios magnéticos e IP, por lo que, se analizan exhaustivamente reportes antiguos de estos dos métodos geofísicos en conjunto con una nueva técnica de tomografía de ruido sísmico ambiental denominado “*Geode*”, el cual corresponde a un nodo sísmico ambiental en tiempo real. Este instrumento a diferencia de los geófonos convencionales permite una mayor sensibilidad a una baja frecuencia y permite la obtención de datos en tiempo real mediante un satélite DtS-IoT, lo cual lo convierte en una herramienta bastante útil, eficaz y rápida. El resultado obtenido a partir de “*Geode*” corresponde a modelos de velocidad de onda de datos adquiridos del subsuelo.

Mediante la integración de estos métodos geofísicos como la magnetometría, IP, modelos de velocidad de onda y la geología del sector se logra obtener una información valiosa acerca de un posible flanco de mineralización en Palo Negro Norte, el cual se ubica en la parte central del sector debido a su proximidad a fallas y las velocidades de onda intermedias que se desvían de la respuesta de baja velocidad de la cobertura sedimentaria.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

El modelado geofísico proporciona soluciones generalizadas a preguntas relacionadas con la geometría de las relaciones geológicas del subsuelo (Hoover *et al.*, 1995), por lo que es necesario integrar diversos datos obtenidos en terreno con el fin de realizar un modelamiento que permita comprender la dinámica en profundidad. Las técnicas de modelado permiten estimar la probabilidad de que un lugar con determinadas características de exploración albergue un yacimiento (Barnett & Williams, 2005), por lo que el presente trabajo tiene como objetivo determinar una o más zonas de interés para la definición de un flanco de exploración en el sector de Palo Negro Norte, mediante el modelado 3D utilizando datos extraídos en terreno a partir de un método geofísico sísmico, estudios electromagnéticos mediante polarización inducida (IP) y estudios magnéticos a través de magnetometría. El área de la propiedad está conformada principalmente por intrusivos dioríticos del Jurásico y Cretácico, y está mayormente cubierta por arenas aluviales y eólicas del Terciario y Cuaternario, con afloramientos escasos presentes principalmente en terrenos más altos.

Para el método de reflexión sísmica pasiva se utilizó “*Geode*”, que corresponde a un nodo sísmico que permite obtener una nube de puntos del subsuelo en tiempo real a escala de exploración minera (Olivier *et al.*, 2022). Además de los datos obtenidos por *Geode* en terreno, se tienen estudios electromagnéticos y magnéticos otorgados anteriormente por la empresa. Las anomalías magnéticas pueden estar relacionadas con procesos ígneos o sedimentarios primarios que establecen la mineralogía magnética, o pueden estar relacionadas con alteraciones secundarias (Hoover *et al.*, 1995), por lo que adquiere una gran relevancia a la hora de identificar mineralización en el subsuelo. Según estudios anteriores, parte del Sistema de Fallas de Atacama que contiene rocas volcánicas, una variedad de pequeñas intrusiones y varios pequeños depósitos de IOCG, está cubierto por las concesiones de Palo Negro (Currie, 2004). Los depósitos de IOCG pueden responder a estudios magnéticos e IP, por lo que se consideran de suma relevancia los métodos mencionados anteriormente para el análisis del sector Palo Negro Norte.

1.2. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general:

- Analizar e incorporar diversos métodos geofísicos realizados en terreno para la posterior definición de un flanco de exploración.

1.1.2. Objetivos específicos:

- Incorporar datos obtenidos a través de estudios magnéticos y electromagnéticos, en conjunto con datos sísmicos a partir de la tecnología del *Geode de Fleet Space Technologies*.
- Elaborar un modelo geológico del área de estudio mediante software Leapfrog.

1.3. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La propiedad Palo Negro Norte corresponde a una concesión de *International PBX* (“IPBX”) y se encuentra ubicada en la Cordillera de la Costa del norte de Chile a unos 650 km al norte de Santiago y aproximadamente 40 km al suroeste de Copiapó, región de Atacama, como se muestra en la figura 1.

Para acceder al sitio, se debe acceder a la Ruta C-391 desde la salida sur de la comuna de Copiapó por unos 12 km aproximadamente hasta llegar a la intersección con la ruta C-397, donde se debe avanzar en dirección noroeste para ingresar a la Ruta 30. En esta última ruta se deben recorrer unos 8 km hasta ingresar a la Ruta Panamericana o Ruta 5 Norte, donde luego de 7 km se vira en dirección a la Ruta C-382 por unos 11 km de camino no pavimentado hasta la intersección con la Ruta C-426 donde se deben avanzar unos 11 km aproximadamente para ingresar por la zona norte del sector a estudiar. Cabe mencionar que por motivo de privacidad de parte de la empresa *International PBX Ltd* se omitieron las coordenadas del sector.

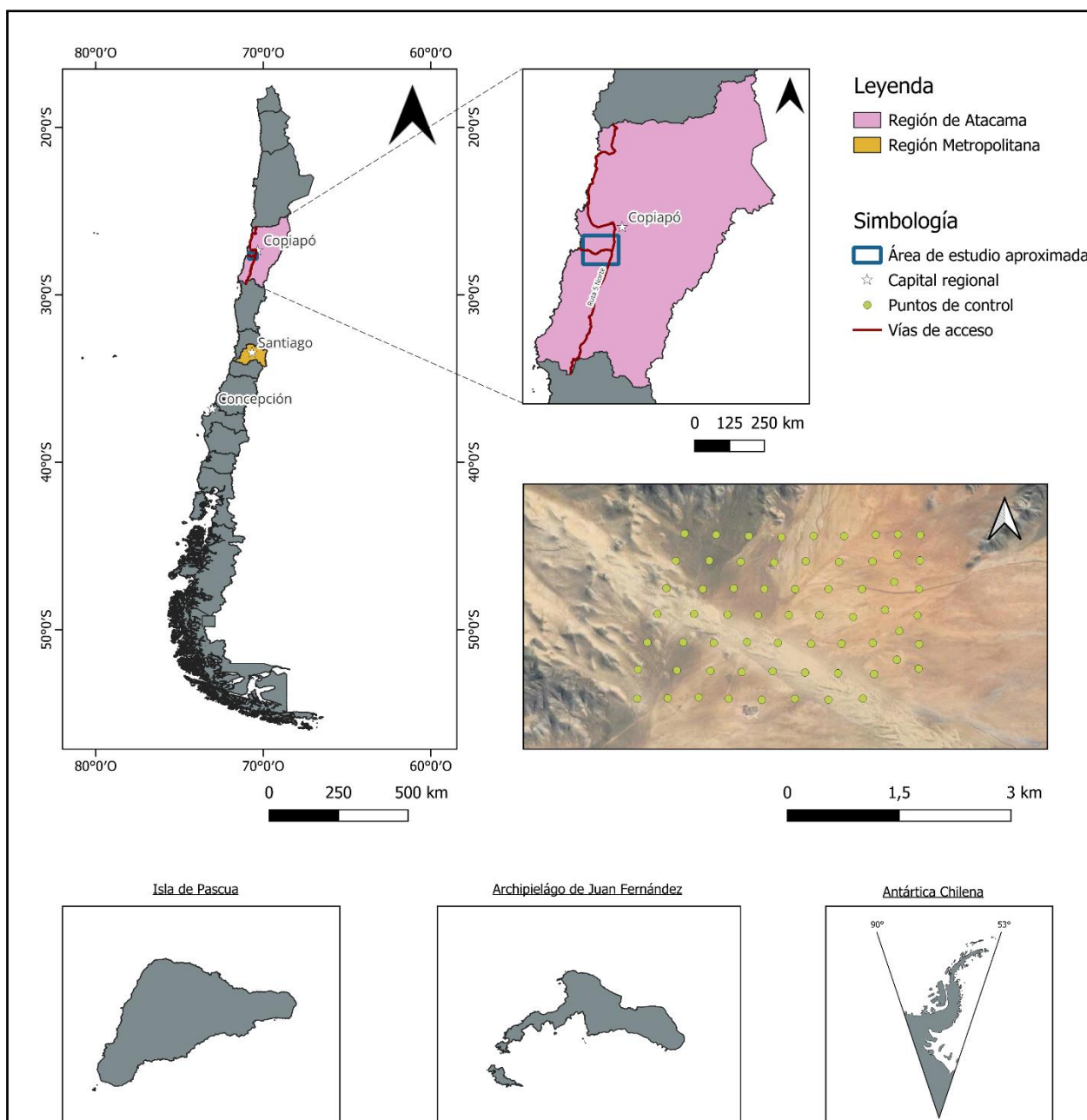


Figura 1: Mapa y vías de acceso de Palo Negro Norte.

1.4. CLIMA

La región de Atacama se destaca por poseer un clima semiárido y la existencia de sus característicos desiertos. El lento aumento de las precipitaciones invernales hacia el sur de Copiapó provoca que el clima sea muy árido similar al de la segunda región del país. En este sector sur de la ciudad el clima sufre una transformación de desierto marginal a un clima de estepa cálido, destacándose así

tres subclimas, los cuales son clima desértico litoral, clima desértico de interior y clima desértico marginal de altura. En los meses de agosto a mayo se manifiesta el período seco con precipitaciones medias mensuales que varían entre a 0,1 a 3 mm, y en los meses de junio y julio se expone el período húmedo con precipitaciones medias mensuales de 6 mm aproximadamente en ambos meses (Ministerio de Obras Públicas, 2004).



Figura 2: Clima en Palo Negro Norte.

1.5. TRABAJOS ANTERIORES

- Blanco *et al.*, (2003) realizan una representación cartográfica de la geología regional de la III Región, abarcando la Depresión Central y la Cordillera de la Costa mediante el levantamiento geológico a escala 1:100000. El mapeo geológico utilizó como base fotografías aéreas complementado con estudios petrográficos.
- Jorquera *et al.*, (2003) llevan a cabo la creación de Yacimientos metalíferos de las cartas Castilla y Totoral Bajo a partir de la carta geológica mencionada en el punto anterior, donde se muestra la distribución de los depósitos metalíferos abarcando el sector occidental de la costa de la Región de Atacama ubicado en la Franja Metalogénica de la Cordillera de la Costa.
- Lebel (2007) desarrolló un informe privado para *Aldershot Resources Ltd* en el cual se muestra un compilado de datos magnéticos terrestres y estudios de polarización inducida (IP), donde se evidencia una anomalía de IP de interés dentro del área de estudio.
- Vivallos & Donoso (2014) realizan la Carta Magnética Castilla y Totoral Bajo por medio del levantamiento geofísico de magnetismo y de espectrometría de rayos gamma en las regiones de Antofagasta y de Atacama. El levantamiento de adquisición de datos se realizó mediante aeronaves equipadas con instrumental para medir el campo magnético terrestre y con un espectómetro para medir la radioactividad gamma.

1.6. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a *International PBX* (“IPBX”) o también denominado *Power Nickel Inc* por entregar y financiar este tema de memoria, haciendo una honrosa mención a Ximena Pérez Campos, quien es *Managing* director en Chile de la empresa, cuyo rol de reclutadora fue exitoso y enriquecedor. Fue ella quien me eligió para participar de este proyecto y nunca dejó de creer en mí en todos estos meses de trabajo, en ella encontré un cariño especial de mujer dentro de un ambiente de hombres. También, agradecer a todo el personal que fue parte de este proyecto, tanto equipo de geólogos como extras, destacando a mi profesional co-guía que fue un pilar fundamental a la hora de crear, analizar e interpretar los datos a lo largo del año, así como también en las horas de ocio mediante risas y conversaciones.

A mi profesor guía, Msc. Abraham González Martínez por su apoyo, su confianza y su cariño desde el momento en que le comenté que estaba interesada en el proyecto. Agradecer especialmente las palabras de ánimo, las conversaciones tanto en terreno, como en clases y en horas extracurriculares, destacando su forma de ser tan particular que agrada a cualquier persona que lo conoce. A nuestro jefe de carrera, Luis Quinzio Sinn quien siempre estuvo a disposición ante dudas y problemáticas de parte de los estudiantes, y también a Fernanda Álvarez por la gestión de licencias para los programas requeridos.

A mi madre, mi motor y pilar fundamental en mi vida, mi apoyo y mi mano derecha, la persona que ha permanecido a mi lado siempre en todas mis ideas y nunca me ha dejado caer, su amor y contención han sido de gran ayuda para afrontar este largo camino, todo esto es por y para ella. Sumado a esto, no puedo dejar de agradecer a mis ángeles que desde algún lugar me protegen y me impulsan a seguir, el amor y cariño que me brindaron lo atesoro por siempre en mi corazón, y lo he sabido convertir en un escudo frente a las adversidades.

La geología además de brindarme una carrera, me permitió coincidir con personas increíbles que hicieron de estos años, un periodo más agradable y entretenido. A mi primera generación de geoamigos: Nacho, Rocío, Milla, Dani, Memo y Mati, sin duda ustedes hicieron una experiencia inolvidable y hermosa los primeros años de carrera. A mi segunda generación de amigos: los guatones, dentro de los cuales me veo en la obligación de destacar a mis grandes amigos: Tico, Tebi, Javi, Favio y Vicho, gracias por las infinitas risas, los terrenos compartidos, las largas conversaciones, las bromas entre nosotros y un sinfín de momentos que me hace quererlos un montón.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. CONCEPTOS CLAVES

2.1.1. Ondas sísmicas

Una onda se define como la perturbación propagada a través de la superficie de un medio sin involucrar el movimiento neto del material (Sheriff, 2002). El concepto de onda sísmica se basa en el principio de una onda desplazándose en una sola dimensión a través de una cuerda mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial x^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2}$$

Cuya solución es:

$$u(x, t) = f(x \pm vt)$$

Donde t corresponde al tiempo, x la posición, u el desplazamiento y v se define como la velocidad de propagación, la cual depende de la tensión y la densidad. Por lo tanto, se entiende que las ondas sísmicas corresponden a una perturbación que viaja por dentro y en la superficie de la Tierra. Considerando lo dicho anteriormente, la ecuación de una onda sísmica depende de los esfuerzos principales y desplazamientos (Stein & Wysession, 2003).

Por lo general el medio se divide en capas paralelas de carácter homogéneo, debido a la alta complejidad de la propagación de ondas sísmicas en un medio heterogéneo (Lowrie, 2007).

La premisa fundamental en la propagación sísmica radica en su comportamiento elástico, lo cual implica que el medio experimente deformaciones a medida que pasa la onda para que luego sus partículas retomen su posición original. En este sentido, la liberación de energía se puede propagar de dos formas: como ondas que viajan por el interior del medio, conocidas como ondas de cuerpo, y como ondas que se desplazan a lo largo de la superficie, llamadas ondas superficiales (Stein & Wysession, 2003).

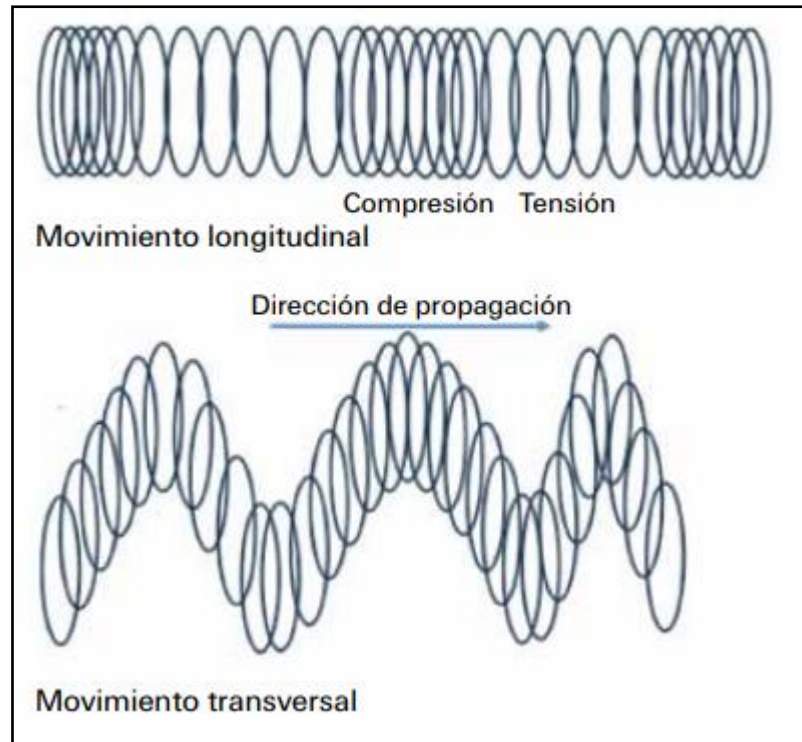


Figura 3: Ondas P y ondas S. Las ondas con movimiento longitudinal corresponden a las ondas P, y las ondas con movimiento transversal corresponden a las ondas S. Extraído de Castro & Campos (2018).

2.1.2. Ondas superficiales

Al liberarse la energía desde un punto de la Tierra, ésta se propaga en forma de ondas P y S mencionadas anteriormente, sin embargo, al estar con contacto con la superficie éstas se transforman en ondas superficiales. La energía de estas ondas se dispersa en dos dimensiones y disminuye con la distancia a un ritmo proporcional a r^{-1} (Stein & Wysession, 2003). Existen dos tipos de ondas superficiales:

- a. Ondas love: ondas que están polarizadas transversalmente, es decir, onda S horizontal. Requieren aumento de la velocidad con la profundidad.
- b. Ondas Rayleigh: ondas que están polarizadas radialmente, es decir, ondas P y ondas S vertical. Existen en cualquier superficie libre.

Las ondas superficiales viajan a una velocidad menor que las ondas de cuerpo, el rango de decaimiento de su amplitud es inferior y la velocidad depende especialmente de la frecuencia (Shearer, 2009).

2.1.3. Ruido sísmico ambiental

El ruido sísmico ambiental se compone por ondas superficiales de baja amplitud que se generan como la respuesta elástica de un receptor a numerosas fuentes de ruido distribuidas en el espacio. Cuando el ruido sísmico ambiental es coherente, la señal que virtualmente se propagaría entre dos receptores x_A y x_B se puede obtener a partir de la correlación cruzada entre las respuestas de ambos receptores (Shapiro & Campillo, 2004), donde adquiere participación la función de Green, la respuesta de un receptor y la autocorrelación de las fuentes de ruido.

Existen dos aplicaciones en las que se puede usar la función de Green a partir del ruido sísmico ambiental. Una de las aplicaciones es calcular la dispersión y tiempos de viaje de la onda superficial que viaja entre múltiples receptores para posteriormente visualizar la estructura sísmica de la corteza a partir de una tomografía de ondas superficiales (Shapiro *et al.*, 2005). Por otro lado, la otra aplicación corresponde al estudio de la coda de la señal, la cual se compone por ondas sísmicas altamente dispersadas y ha radicado su uso para complementar el monitoreo cerca del tiempo real de volcanes activos (Breguier *et al.*, 2008).

El ruido sísmico ambiental posee diversas ventajas con respecto a otros métodos tradicionales, como por ejemplo que el ruido no depende del hipocentro de la fuente sísmica, y que además puede tener un registro continuo desde cualquier rincón de la tierra. Cabe destacar que el ruido sísmico es sensible a perturbaciones en la velocidad de ondas sísmicas del orden de $\sim 0,1\%$ en la corteza y las imágenes tomográficas poseen una mayor resolución espacial (Yang & Ritzwoller, 2008).

Muchas de las investigaciones en sismología fueron realizadas por Keiiti Aki y Jon Claerbout, quienes de manera independiente desarrollaron la teoría de la interferometría de ruido ambiental en 1957 y 1968, respectivamente, los cuales postularon que, al realizar la correlación cruzada del ruido sísmico continuo entre dos receptores, se puede obtener la misma señal como si uno de los

receptores fuera reemplazado por una fuente. En otras palabras, no se necesita una fuente activa (por ejemplo, el uso de explosivos) ni terremotos para obtener imágenes del subsuelo.

2.1.4. Tomografía de ruido sísmico ambiental

La tomografía de ruido ambiental corresponde a una técnica que utiliza la correlación cruzada de campos de ondas sísmicas ambientales para estimar la función empírica de Green (Shapiro & Campillo, 2004). Esta función representa la característica fundamental del medio donde se propagan las ondas sísmicas, expresando así la respuesta ante acciones que se ejercen de una manera dinámica sobre el propio medio (Sánchez-Sesma *et al.*, 2018). Un punto a destacar es que la tomografía de ruido ambiental generalmente utiliza ondas superficiales débiles y de baja frecuencia, en comparación a la tomografía sísmica activa que utiliza ondas P y de alta frecuencia (Olivier *et al.*, 2022) En base al cálculo de la función de Green se puede adquirir una estimación acerca de la dispersión de las ondas superficiales, y con ello calcular velocidades de fase que posteriormente se pueden utilizar en inversiones tomográficas para estudiar la estructura superficial de la tierra (Bensen *et al.*, 2007)

La tomografía de ruido sísmico ambiental es una técnica implementada para encontrar depósitos minerales críticos ocultos que ha demostrado ser prometedora debido a ser un método de bajo costo y bajo impacto ambiental que genera imágenes en lugares no visibles en profundidad (Olivier *et al.*, 2022).

2.1.5. Polarización Inducida (IP)

El término polarización hace referencia a la separación de cargas eléctricas en un medio para formar una distribución dipolar. Por lo que, polarización inducida corresponde a la separación de cargas debido a un campo eléctrico aplicado al medio (Seigel, 1972).

El método de prospección geofísica denominado polarización inducida se fundamenta en el fenómeno electroquímico de sobrevoltaje, lo que se traduce en la creación y observación de una doble capa de cargas eléctricas en la interfase de un material que presenta conducción electrónica con otro que muestra conducción iónica cuando se fuerza a una corriente eléctrica (Seigel, 1972).

En otras palabras, se puede definir como el momento dipolar de la corriente por unidad de volumen (Sheriff, 2002).

Para medir el efecto IP en un volumen de roca, se induce una corriente a través de ésta mediante dos puntos de contacto o electrodos transmisores y se observa el voltaje que aparece en otros dos electrodos receptores. Este método se puede emplear mediante dos técnicas, las cuales corresponden al método de transiente y el método de frecuencia variable.

En el método de transiente se emplea una corriente continua que es detenida repentinamente luego de circular por un periodo de algunas décimas de segundos a un segundo, por lo que, el voltaje de polarización provocado durante el paso de corriente declinará gradualmente siendo observable por un periodo de tiempo. Además, es comúnmente representado en forma de perfiles y mapas de contorno. Este método puede usar arreglos de electrodos de tipo dipolo-dipolo, polo-dipolo, Wenner y gradiente. Para indicar la magnitud de los efectos de IP se debe medir una o más características de la curva de transiente y relacionarlas con la amplitud del potencial anterior a la interrupción de la corriente, lo que se explica mediante la razón V_s/V_p , siendo V_s el valor máximo del voltaje de polarización antes de la interrupción, V_p el potencial estable del voltaje, y la razón V_s/V_p , la cargabilidad del medio (Seigel, 1972) observada mediante la figura 4 y 5.

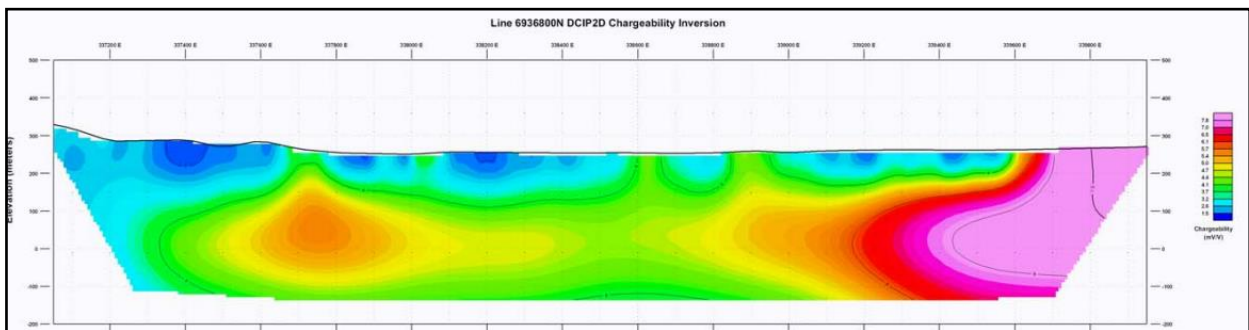


Figura 4: IP en sección 6936800 N

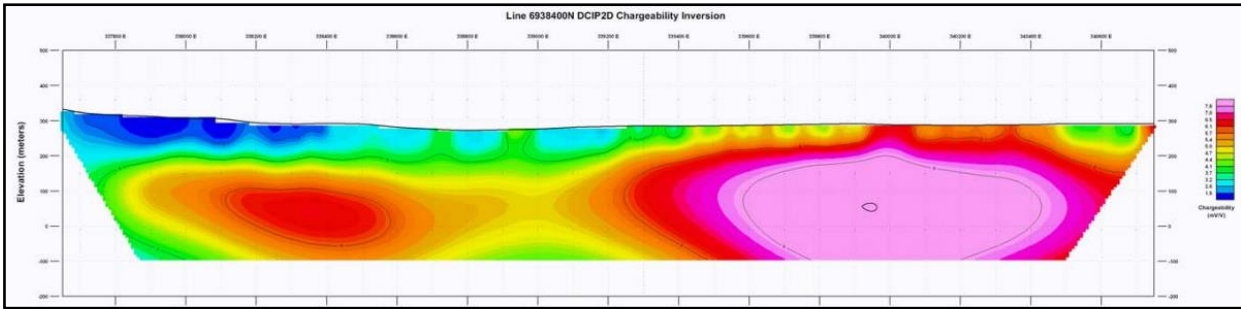


Figura 5: IP en sección 6938400 N

Por otra parte, el método de frecuencia variable usa generadores de corriente que proporcionan una corriente sinusoidal o de onda cuadrada de dos o más frecuencias perfectamente separadas, y es comúnmente representado en forma de secciones verticales de las variaciones de las propiedades eléctricas del terreno. Este método usa solamente los arreglos de electrodos de tipo dipolo-dipolo y polo-dipolo (Seigel, 1972).

El método geofísico de polarización inducida es altamente calificado para la identificación de concentraciones anómalas de sulfuros debido a que permite la detección de rocas que contienen menos de un 1% de partículas de sulfuros conductores (Siegel, 1972), por lo cual es idóneo para la exploración de yacimientos metálicos, el cual permite caracterizar importantes propiedades eléctricas del subsuelo como la resistividad (Telford *et al.*, 1990).

La resistividad eléctrica se refiere a la capacidad que tiene un material para conducir la corriente eléctrica. Esta propiedad depende de las características de cada mineral, por ejemplo, los metales como Au, Ag, Cu presentan resistividades muy bajas, sin embargo, los feldespatos, micas, cuarzo, calcita y silicatos en general presentan resistividades muy altas (Telford *et al.*, 1990). En anexo 1 se pueden observar propiedades como resistividad y la cargabilidad.

El fenómeno de polarización inducida se observa en rocas con contenido de sulfuros de brillo metálico, de algunos óxidos y grafitos, aun cuando se encuentren en baja concentración. Se incluyen en el rango de aplicabilidad del método IP los depósitos de cobre diseminados, ya sea tipo pórfidos o tipo manto, los depósitos de Pb-Zn tipo manto y los depósitos de minerales de oro asociados con conductores metálicos diseminados (Siegel, 1972).

2.1.6. Magnetometría

La magnetometría es un método geofísico pasivo que radica en la detección de anomalías otorgadas por las propiedades magnéticas de los suelos y sus elementos. Esta técnica no presenta información tomográfica en profundidad, por lo que el resultado son imágenes en planta de los datos del subsuelo (Ruiz *et al.*, 2023), como se puede observar en la figura 6 y con mayor detalle en el anexo 2.

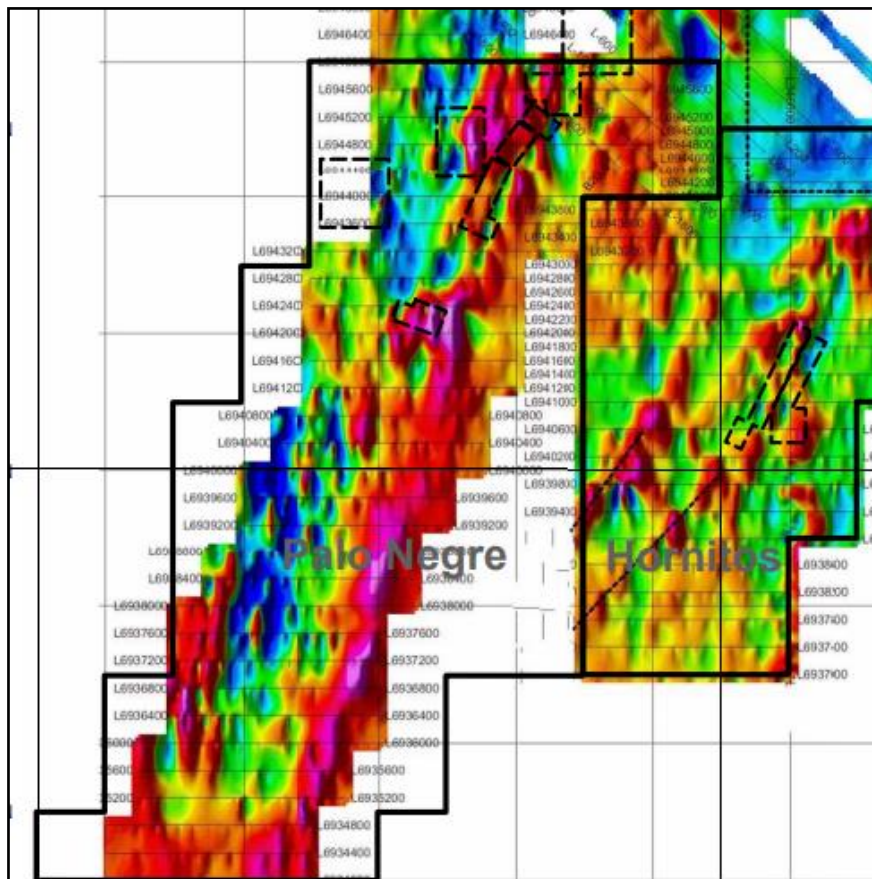


Figura 6: Estudios magnéticos en Palo Negro

Este método de prospección mapea las variaciones locales del campo magnético terrestre en la capa superficial. Es un método pasivo poco común de teledetección porque utiliza el campo magnético de la Tierra, en lugar de generar uno artificial, a diferencia de tecnologías activas como radar, resistividad e inducción electromagnética, que introducen campos artificiales para medir las respuestas en el suelo (Kvamme, 2006).

2.1.7. Depósitos IOCG

Los depósitos de tipo IOCG (*Iron Oxide-Copper-Gold deposits*) corresponden a depósitos magmáticos-hidrotermales que presentan abundante contenido de hierro (80% de Fe) con porcentajes menores, pero económicos de Cu y Au (Corona-Esquivel *et al.*, 2010) y se rigen bajo un dominio estructural. Comúnmente poseen alteración sódica o sódico-cálcica en zonas a gran escala comúnmente regional, además de volúmenes significativos de brecha. En cuanto a la mineralización, tienen abundantes óxidos de hierros bajos en Ti, como la hematita y magnetita, y/o silicatos de hierro, carecen de vetas de cuarzo o silicificación, tienen enriquecimiento LREE y sulfuros bajos en S, careciendo la pirita (Groves *et al.*, 2010).

Las características de este tipo de depósitos son muy variadas, siendo algunas de las más importantes las que se exponen a continuación:

- Poseen diversas edades que van desde el Paleoproterozoico hasta el Paleógeno-Neógeno, sin embargo, los que poseen mayor tonelaje como el Kiruna y Olympic Dam son del Paleoproterozoico-Mesoproterozoico.
- Se localizan en áreas que fueron márgenes continentales o cratónicos durante el Proterozoico, y están asociados en numerosas ocasiones con fenómenos de tectónica extensional. Los depósitos fanerozoicos se relacionan a ambientes de arco continental, así como de extensión en áreas de trasarco.
- Presentan una asociación con magmas ricos en volátiles con evidencias de desvolatilización profunda indicada por el gran enriquecimiento en LREE y volátiles, el gran contenido de cuerpos de brecha y halos de alteración, entre otros.
- Pueden llegar a tener dimensiones verticales superior a 5 km, por lo que las características de los cuerpos mineralizados en el afloramiento dependen intensamente del nivel de erosión.
- La mineralogía es predominantemente compuesta por óxidos de hierro, tanto hematita como magnetita pobre en Ti (<0.1%). La magnetita siempre se manifiesta en los niveles

más profundos, mientras que la hematita aparece en lugares más someros. Los depósitos por lo general contienen minerales de B, F, P y carbonatos en ocasiones muy abundantes, así como sulfuros sencillos de Cu como la calcopirita, bornita, covelina y calcosina.

- Las rocas encajantes presentan un alto grado de alteración. El tipo de esta alteración depende netamente del tipo de roca y la profundidad a la cual ocurre ésta, sin embargo, el curso general de alteración es de alteración sódica en los niveles inferiores, alteración potásica en la zona intermedia y alteración sericítica a silicítica en los niveles superiores.
- Poseen fuerte control estructural en todos los depósitos.

Los depósitos IOCG y relacionados se producen en entornos orogénicos, postorogénicos y alojados en arcos. Los depósitos IOCG están enriquecidos en conjuntos distintivos de elementos menores (Co, Ni, Bi, Se, Te y/o REE, U, F, Ba) en comparación con depósitos magmáticos-hidrotermales bien conocidos, como pórfido Cu (-Au) y skarn Fe y Cu; sin embargo, los depósitos IOCG en entornos alojados en arcos tienen niveles más bajos de Co, Ni, Bi, Se, Te, REE, U, F y Ba que los depósitos IOCG en entornos orogénicos y post-orogénicos (Skirrow, 2022).

El origen de los depósitos IOCG andinos sigue siendo un tema controversial. Se han dispuesto diversas hipótesis dentro de las cuales figura un origen a partir de fluidos magmáticos, y una segunda hipótesis a partir de salmueras de cuenca calentada por intrusiones (Barra *et al.*, 2017).

En Chile, la mayoría de estos depósitos se encuentran espacial y temporalmente asociados con elementos estructurales (fallas, vetas y cuerpos de brechas hidrotermales) con rumbos preferenciales NS, NNE y NNW-WNW que evidencian movimientos sinistres, como lo es el caso de Candelaria, Carola o Manto Verde, los que han sido asignados a o correlacionados con el Sistema de Falla de Atacama (Veloso *et al.*, 2015).

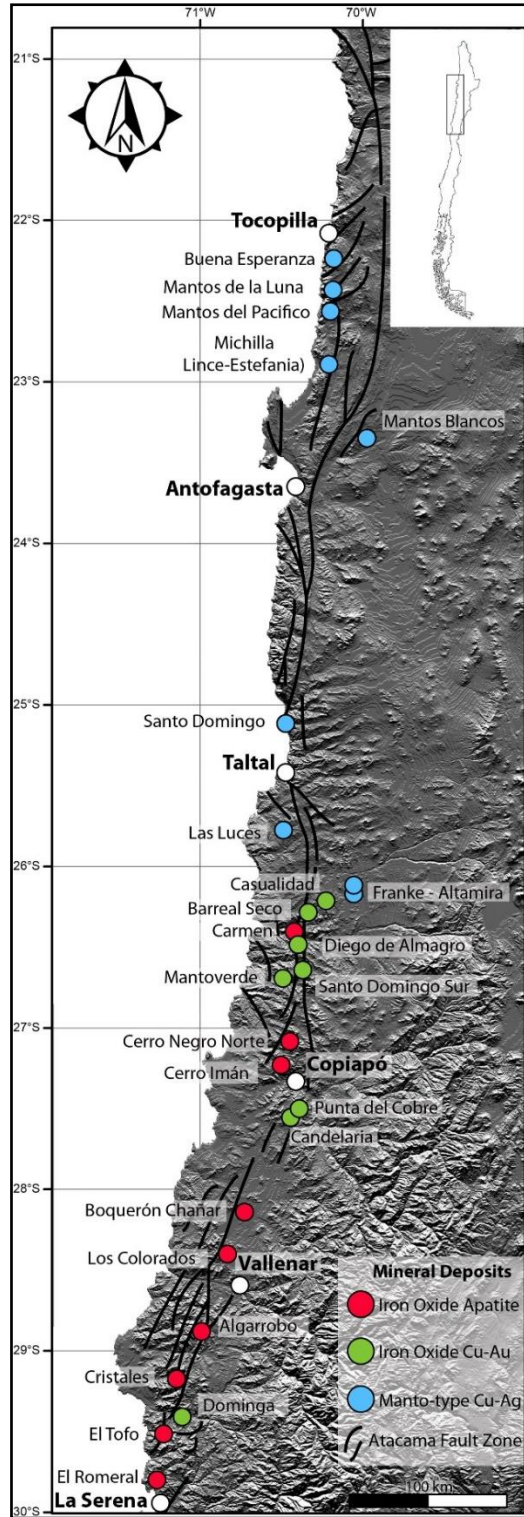


Figura 7: Depósitos en Chile. Extraído de Barra et al., 2017.

2.2. “GEODE”

La tecnología sísmica nodal inalámbrica y compacta ha jugado un rol trascendental para facilitar aplicaciones industriales de la tomografía de ruido ambiental. No obstante, estos dispositivos están diseñados para el método de reflexión sísmica activa y carecen de la sensibilidad necesaria a bajas frecuencias. Además, para transmitir datos en tiempo real desde áreas remotas, se necesita una infraestructura considerable. Es por esto, que *Fleet Space Technologies (Fleet)* ha comercializado un servicio ANT (Tomografía de ruido ambiental) en el ámbito de la exploración minera en entornos remotos llamado *ExoSphere*, que utiliza nodos sísmicos compactos en tiempo real denominados *Geodes* (Olivier *et al.*, 2022).

Estos nodos utilizan un método basado en el uso de vibraciones de fondo débiles a partir de fuentes naturales y antropogénicas para crear estimaciones de la función sísmica de Green entre pares de estaciones, lo que da como resultado una obtención de imágenes para monitorear el subsuelo (Olivier *et al.*, 2022).

Estos dispositivos de *Fleet* están equipados con un módem de internet (DtS-IoT) directo a satélite en tiempo real y procesamiento de borde, lo que brinda una transmisión rápida y efectiva de datos para su posterior procesamiento en la nube (Olivier *et al.*, 2022). El IoT se puede describir como un sistema de dispositivos informáticos que transfieren datos mediante una red sin interacción humana, lo que lleva a la creación de DtS-IoT, que corresponde a un nuevo tipo de conectividad IoT directa a satélites en órbita terrestre baja para brindar conectividad global (Fraire *et al.*, 2019). Esta característica es ideal para estaciones de tomografía de ruido sísmico ambiental, ya que permite realizar tomografía a un bajo costo en cualquier lugar de la Tierra con dispositivos compactos que no requieren de una estación base (Olivier *et al.*, 2022).

Geode se compone principalmente por un módem satelital, el paquete de baterías, la carcasa que alberga la electrónica y el digitalizador del sensor, el elemento geófono de un solo componente y la punta como se muestra en la figura 8.

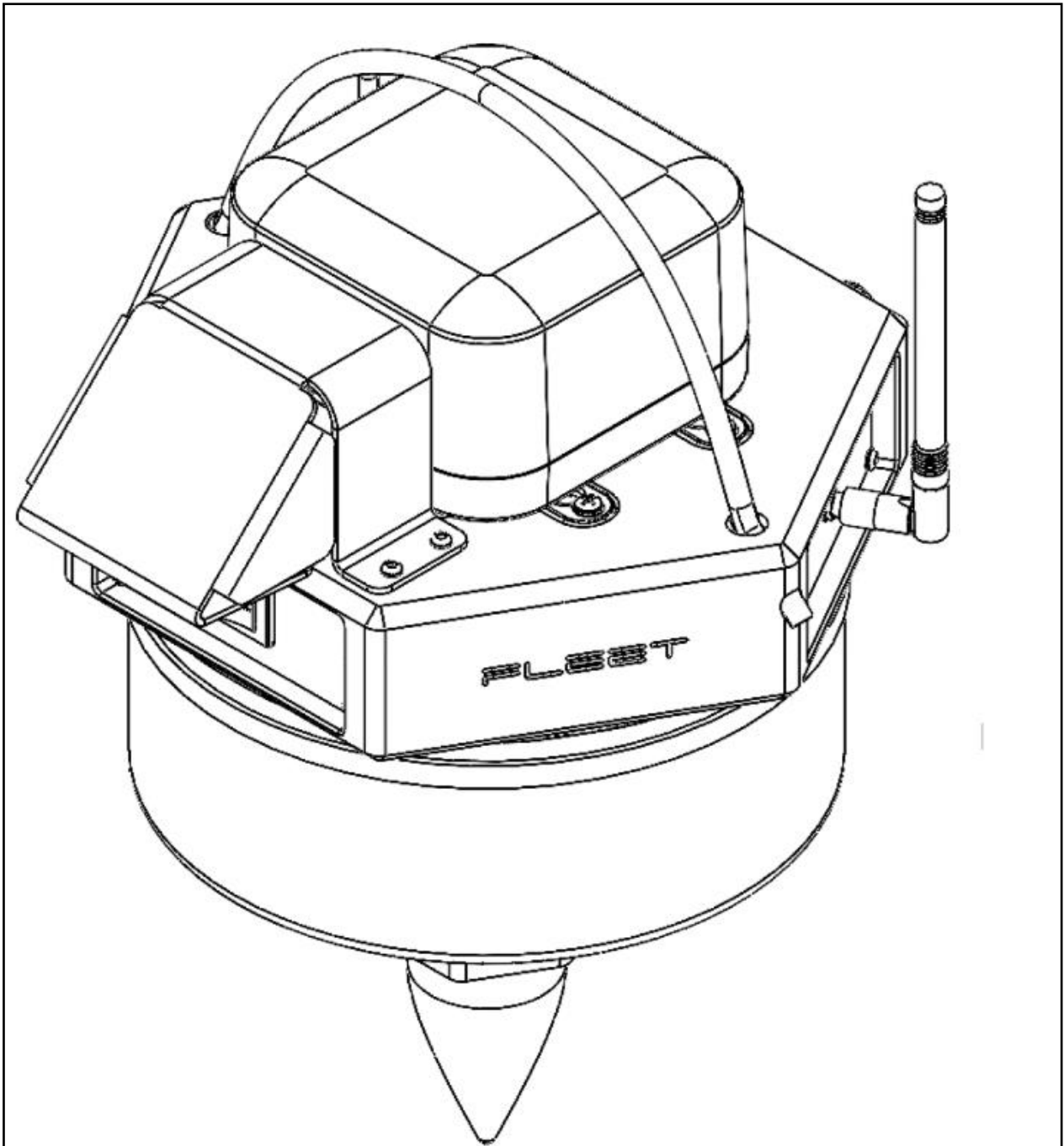


Figura 8: Diseño de *Geode*.

Para el uso de DtS-IoT, se reducen los datos al realizar un preprocesamiento de datos directamente en el *Geode*. Es importante señalar que la utilización del procesamiento es el principal factor diferenciador entre los dispositivos sísmicos habilitados para IoT y las estaciones sísmicas convencionales en tiempo real. El *Geode* también contiene una antena LoRa para el control de

calidad y el diagnóstico en campo (Olivier *et al.*, 2022). Con respecto a su peso, este corresponde a poco menos de 9 kg y tiene una duración de batería de aproximadamente 40 días.

Geode ofrece una mayor sensibilidad a las señales de baja frecuencia, lo que reduce el tiempo de recopilación de datos en comparación con los geófonos nodales convencionales. La mayor sensibilidad de este nodo tiene como resultado relaciones señal-ruido en las funciones de correlación cruzada que son más del doble en comparación a las de los geófonos nodales convencionales a bajas frecuencias. Al considerar el ancho de banda completo de las correlaciones, el uso del *Geode* reduciría el tiempo de registro requerido de 75 h a 32 h. En adición a esto, utiliza un elemento geófono de 2 Hz de alta sensibilidad con un digitalizador de bajo ruido, lo que brinda como resultado un piso de ruido propio que es más de 30 dB más bajo por debajo de 5 Hz que los nodos que se usan comúnmente en la industria (Olivier *et al.*, 2022).

El método ofrece información valiosa sobre la distribución del subsuelo de la velocidad sísmica y es particularmente ventajoso debido a la abundante presencia de ruido sísmico natural y antropogénico, lo que lo convierte en una técnica rentable y amigable con el medio ambiente (Jones *et al.*, 2024).

Este avance permite una velocidad sin precedentes en la obtención de imágenes del subsuelo, acelerando así el descubrimiento de nuevos depósitos minerales (Olivier *et al.*, 2022).

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

En la región de Atacama se presentan diversas unidades morfoestructurales como se muestra en la Figura 9. Hay una predominancia del paisaje andino correspondiente al 28,1% de la superficie regional, cuya distribución longitudinal se involucra de forma continua desde la región de Antofagasta hasta la región de Coquimbo. La unidad serrano adquiere un segundo lugar en predominancia con un 21,3%, la cual se encuentra distribuido de forma longitudinal, sin embargo, se ve interrumpida en la sección media por la desembocadura del río Copiapó. En menor medida, la unidad altiplano abarca un 18,5% de la superficie al norte de los 27°S. Dichas unidades alcanzan un 68% de la superficie regional, mientras que el restante corresponde a unidad costera, pampeana, preandino y valle (Novoa *et al.*, 2008).

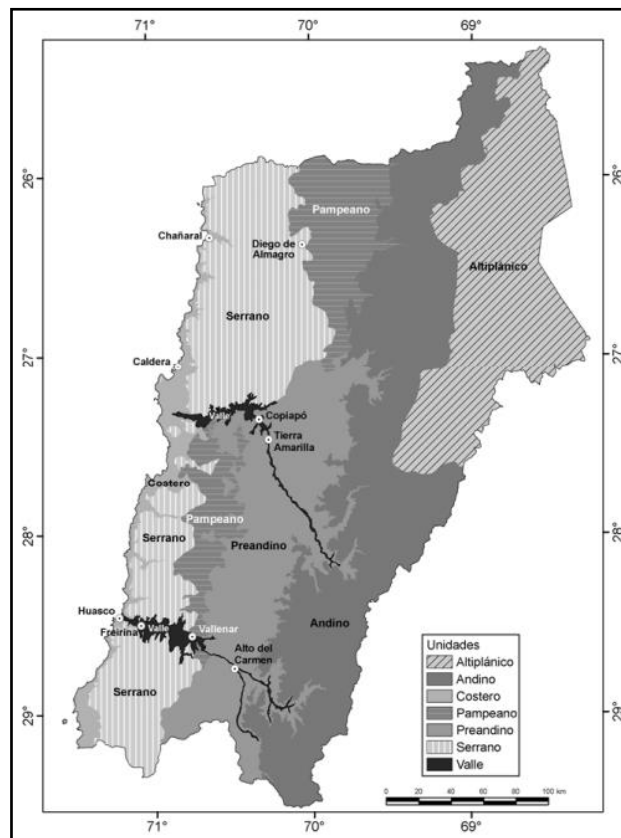


Figura 9: Unidades morfoestructurales de la región de Atacama. Extraído de Novoa *et al.*, 2008.

3.2. GEOMORFOLOGÍA

Se distinguen 8 unidades geomorfológicas, las cuales son planicies fluviomarinas, Cordillera de la Costa, Pampa transicional, Pampa ondulada austral, Cordillera de los Andes, Precordillera Domeyko, Cordillera Domeyko y Cuencas Altiplánicas que se ponen en disposición en la figura 10. La superficie regional se extiende en su mayoría por unidades asociadas al sistema cordillerano y precordillerano en un 40,3%. Las pampas y las cuencas altiplánicas alcanzan un 32,7% y un 18,5% respectivamente, otorgando la rugosidad del relieve en la región de Atacama.

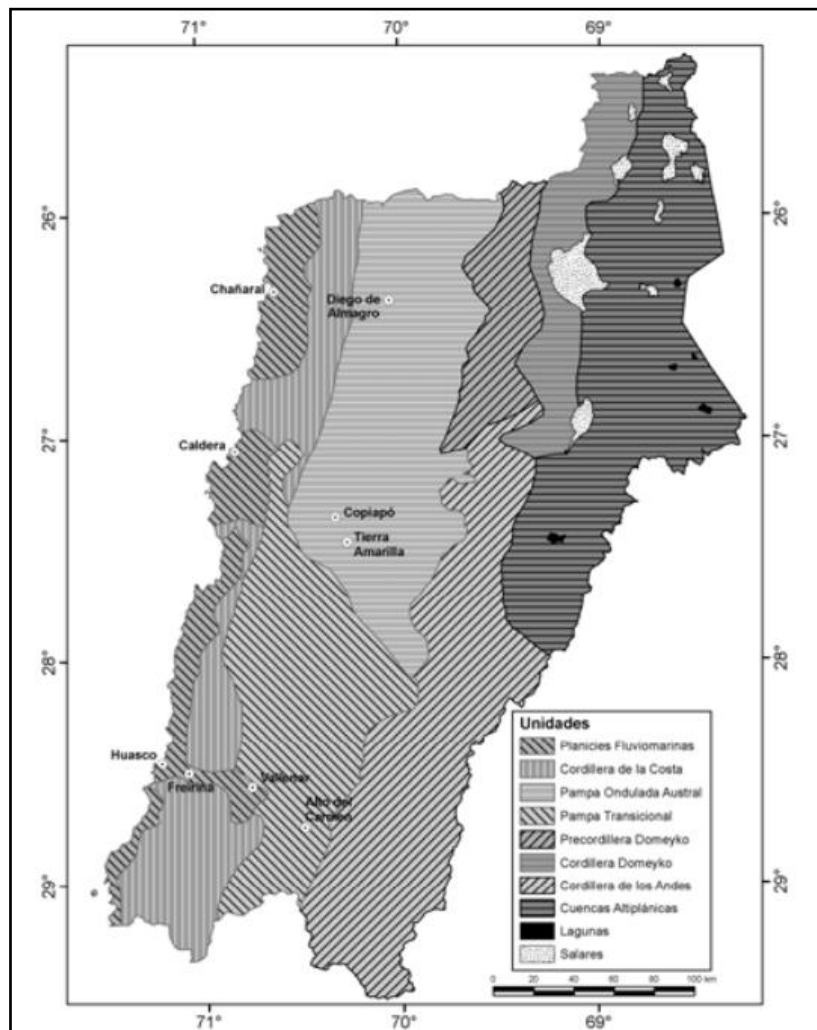


Figura 10: Geomorfología de la región de Atacama. Extraído de Novoa *et al.*, 2008.

3.3. MARCO TECTÓNICO REGIONAL

La evolución geológica correspondiente al norte de Chile durante el ciclo andino se puede dividir en tres etapas principales: Jurásico inferior tardío a Cretácico inferior tardío; Cretácico superior a Eoceno medio y Eoceno tardío al presente (Charrier *et al.*, 2007). Durante el Jurásico inferior y el Cretácico inferior la subducción era sobre un continente fijo bajo un régimen de carácter extensivo. Hace 80 Ma, a finales del Mesozoico se produce un cambio que produce transformaciones en la dinámica del margen andino (Camus, 2003).

Al norte de los 39° la etapa perteneciente al Jurásico inferior al Cretácico inferior adquiere gran importancia debido al desarrollo de un arco magmático en disposición norte-sur a lo largo de la actual Cordillera de la Costa y una cuenca de trasarco al este del arco. La subducción era de tipo Mariana dominando un régimen tectónico de carácter extensional en el margen continental con una gran cantidad de actividad magmática a lo largo del arco y numerosa sedimentación en la cuenca de trasarco (Camus, 2003), lo que conllevó a la formación de la Zona de Falla de Atacama (Creixell *et al.*, 2015). A su vez, esta etapa está subdividida en dos etapas: Jurásico inferior tardío – Kimmeridgiano y Kimmeridgiano a Aptiano – Albiano. La primera subetapa tiene como característica la intensa actividad en el arco y el desarrollo de un ciclo marino transgresivo – regresivo en la cueca del trasarco bajo un régimen extensivo, en cambio la segunda subetapa se caracteriza por una menor actividad en el arco, el cual comienza a migrar hacia el este, además de un segundo ciclo marino de transgresión – regresión en la cueca del retroarco (Charrier *et al.*, 2007). Dicha subetapa finaliza con una deformación asociada a la transformación de un régimen tectónico compresivo denominado Fase Peruana.

3.4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La superficie geológica de la región de Atacama está concentrada principalmente en la presencia de un basamento rocoso de origen ígneo (63%) y sedimentario (33,8%), cuyo límite espacial se encuentra en torno a los 27°S, al norte de los cuales los procesos sedimentarios prevalecen por sobre por procesos ígneos a partir de dinámicas de sedimentación geológicas asociables al solevantamiento altiplánico (Novoa *et al.*, 2008).

Por otro lado, Chile se encuentra dentro de una zona activa de subducción, donde la Placa de Nazca está siendo subducida bajo la Placa Sudamericana. Este entorno ha creado una región con una rica historia geológica y también la producción de numerosos depósitos minerales notables (Hitzman, 2000).

El área de estudio pertenece a la Franja Metalogénica de la Cordillera de la Costa representado en la figura 11, cuyo rasgo estructural más relevante y presente en toda la franja corresponde al sistema de falla de Atacama (SFA) al que se relaciona el emplazamiento de intrusivos del Cretácico Inferior bajo condiciones de cizalle sinistral (Jorquera *et al.*, 2003). El sistema de fallas de Atacama constituye uno de los rasgos estructurales más importantes del norte de Chile. Su distribución longitudinal subparalela al borde continental se extiende desde los 21°S que corresponde a la comuna de Iquique, hasta los 30°S correspondiente a la comuna de La Serena (González & Carrizo, 2003).

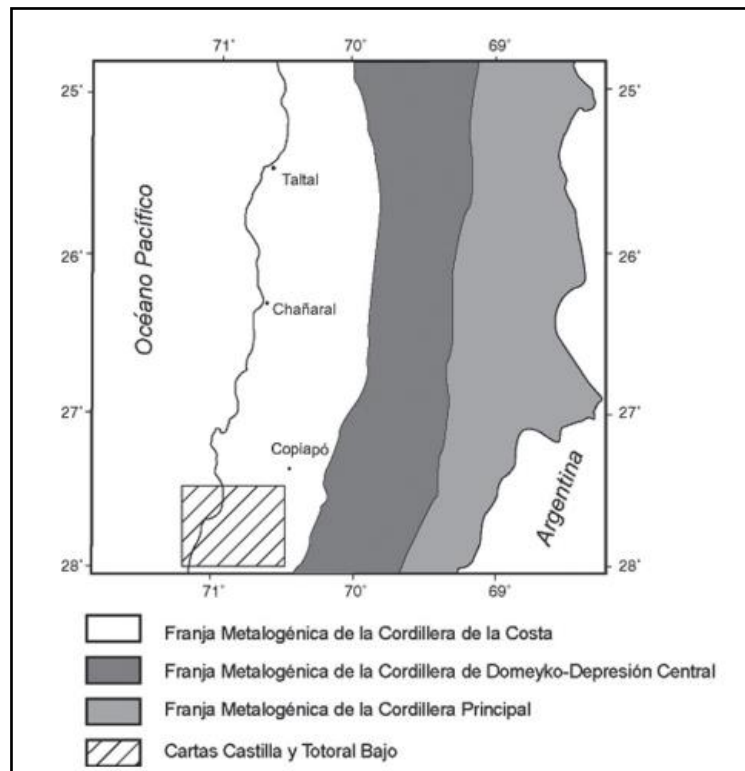


Figura 11: Franjas metalogénicas en el sector de Copiapó, Chile.
Extraído de Jorquera *et al.*, 2003.

3.5. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

3.5.1. Unidades geológicas

Las unidades estratigráficas del sector se encuentran documentadas en detalle en la Hoja Geológica de Castilla y Totoral Bajo (Blanco *et al.*, 2003). A continuación, se expone una síntesis de aquellas unidades vistas en terreno:

Cretácico Inferior:

Las rocas pertenecientes a este periodo exhibidas en el sector de interés corresponden particularmente a plutones que en su mayoría se describen como dioritas cuarcíferas y tonalitas, con menores proporciones de granodioritas, dioritas y monzodioritas, todas aquellas presentando grano medio y emplazadas tanto en el Complejo Epimetamórfico como en las formaciones mesozoicas. Los afloramientos de estos plutones presentan rasgos que permiten que sean considerados intrusivos sintectónicos con respecto al Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y a estructuras oblicuas asociadas a dicho sistema.

Diorita Cuarcifera Sierra Colorada (143 – 139 Ma; Berriasiano):

Extenso cuerpo diorítico cuarcífero de color gris verdoso claro, elongado en dirección NE-SW que describe un semiarco abierto hacia el este, como una envolvente externa en torno a la Tonalita Las Zorras. Al oeste intruye al Complejo Epimetamórfico de Chañaral y al oriente está limitado por su borde milonítico que lo pone en contacto con la Tonalita Las Zorras. Al norte está cubierto por depósitos aluviales y eólicos cuaternarios.

Corresponde en su mayor parte a dioritas cuarcíferas de hornblenda y/o biotita de grano medio a grueso, con biotita y hornblenda alterados, parcialmente a clorita y actinolita. Presenta grandes cristales de plagioclasas de tamaño 1 a 2 mm con zonación composicional. Son frecuentes algunas variedades porfídicas que presentan avanzada alteración a clorita, epidota, calcita y prehnita. Localmente, el cuerpo presenta variaciones granodioríticas y tonalíticas.

Tonalita Las Zorras (144 – 135 Ma; Berriasiano):

Cuerpo tonalítico de color gris claro expuesto en la porción central de la carta como un núcleo respecto a la Diorita Cuarcifera Sierra Colorada. Los márgenes de este cuerpo lo constituyen una

envolvente de rocas miloníticas que lo ponen en contacto al noroeste y sur con la Diorita Cuarzifera Sierra Colorada.

Consiste en tonalitas de hornblenda y/o biotita de grano medio a grueso, inequigranulares en general con hornblenda parcialmente cloritizada y/o reemplazada por epidota, y biotita, a menudo transformada en un agregado de clorita, óxidos de Fe y esfeno.

Cuaternario:

Las unidades de este periodo que incluyen rocas y depósitos no consolidados presentan una amplia distribución en la región y algunas de ellas muestran relaciones de causalidad entre sí. En efecto, sucesivos solevantamientos del borde costero causaron la exposición subáreas de plataformas litorales, cuyos depósitos se preservan como una sucesión de terrazas (Estratos de Caldera). La posterior deflación eólica de los mismos dio origen a grandes acumulaciones de arenas eólicas, muchas de las cuales se encuentran inactivas. Por otra parte, numerosos episodios de crecidas aluviales depositaron extensas acumulaciones de gravas, arenas y limos que rellenan la Depresión Central y quebradas menores.

Depósitos aluviales:

Sedimentos no cohesivos a moderadamente consolidados, constituidos por bloques, ripios, gravas, arenas y limos, de amplia distribución. En este sector corresponden a depósitos inactivos representados por bloques, gravas y arenas con matriz de arena y arcilla.

Depósitos eólicos:

Arenas y areniscas bien seleccionadas de grano fino a grueso ampliamente distribuidas. Pertenece a dunas parabólicas en la Depresión Central de composición cuarzo – bioclásticas. Esta arena es de grano medio a fino y contienen 60% de cuarzo y 35% de bioclastos, con cantidades menores de epidota y líticos. El cuarzo de las dunas proviene del retrabajo de sedimentos de playas actuales, mientras que los fragmentos calcáreos son incorporados por deflación de losas de coquinas.

3.6. DEPÓSITOS IOCG CERCANOS

Varios depósitos de Cu-Au (-Zn-Ag) ricos en óxido de hierro definen un cinturón de aproximadamente 5 km de ancho y al menos 20 km de largo a lo largo del margen oriental del

batolito costero cerca de Copiapó, Chile. Este cinturón incluye la gran mina Candelaria y un grupo de minas de tamaño mediano y pequeño en el distrito de Punta del Cobre, que se encuentra a unos 3 km al noreste del depósito de Candelaria (Marschik & Fontbote, 2001).

La Formación Punta del Cobre alberga el depósito Candelaria (Cu-Fe-Au) y el distrito Punta del Cobre (Cu-Fe), cuya formación incluye rocas volcánicas y volcanoclásticas, y sedimentos. En la zona Candelaria-Punta del Cobre la evidencia de un régimen extensional es proporcionada por la intrusión de cuerpos granitoides, los cuales estuvieron controlados por una importante falla extensional de rumbo NNE (Oyarzun *et al.*, 1999).

Como se muestra en la figura 12, la mina Candelaria y las minas del distrito Punta del Cobre cerca de la propiedad Palo Negro, son ejemplos importantes de depósitos tipo IOCG. Las reservas de Candelaria son aproximadamente 470 millones de toneladas (MT) con 0.95% Cu y 0.22 g/t Au. Las minas de Punta del Cobre contienen alrededor de 120 MT con 1.5% Cu y 0.2 a 0.6 g/t Au. Estos depósitos están alojados en lavas andesíticas del Cretácico temprano y brechas volcanoclásticas, ubicándose a menos de 5 km del contacto con el batolito Copiapó del Cretácico temprano. El mineral en estos depósitos consiste principalmente en magnetita, calcopirita y pirita, a veces acompañados de hematita o pirrotita, y está relacionado con una alteración de biotita, feldespato potásico, actinolita y cuarzo (Marschik & Fontbote, 2001).

La concesión Palo Negro se encuentra en el lado oeste del batolito Copiapó, en una zona con algunas similitudes geológicas con el área de Candelaria-Punta del Cobre en el lado oriental.

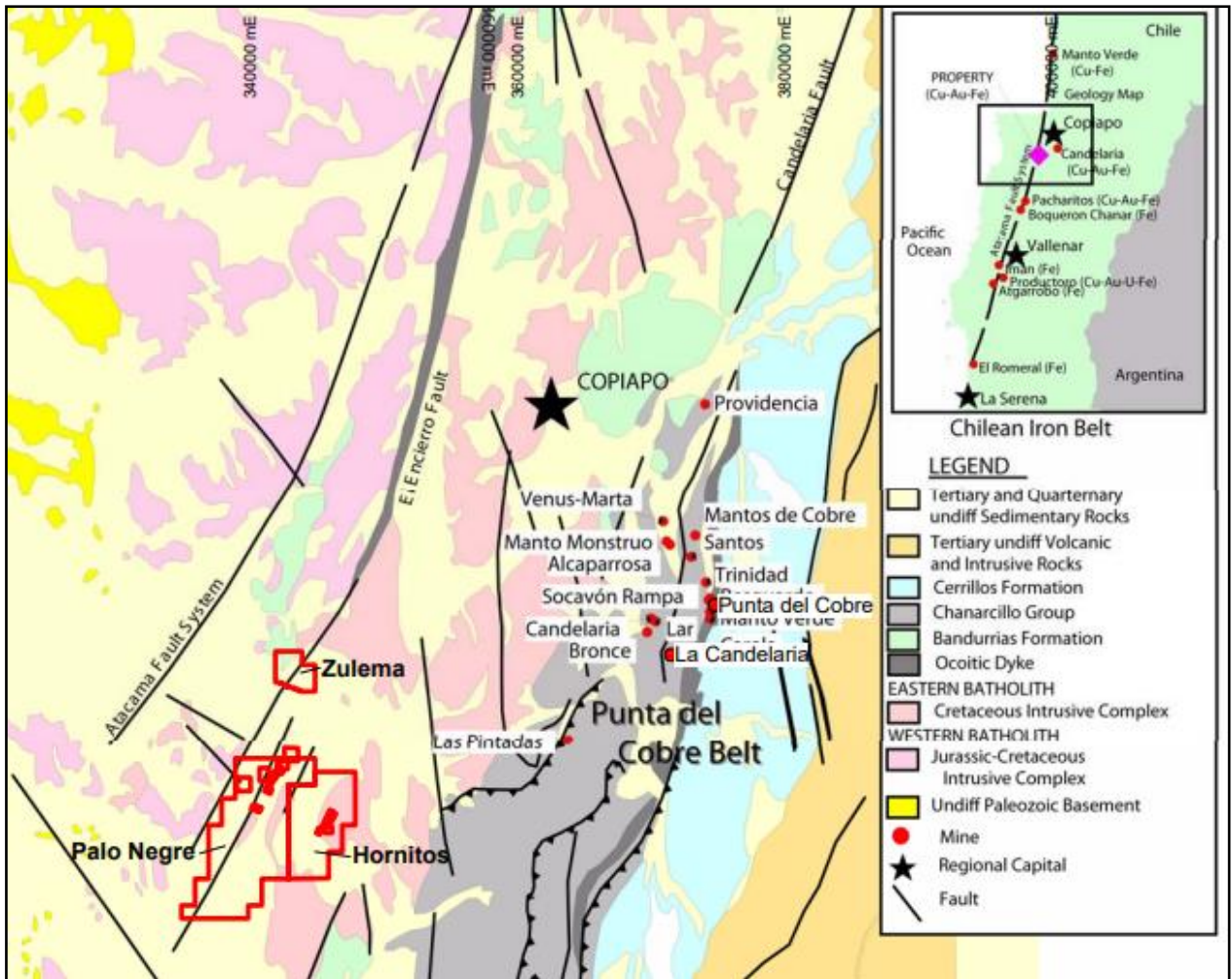


Figura 12: Palo Negro con respecto a minas cercanas.

4. METODOLOGÍA

4.1. ETAPA PRE – TERRENO

Se realiza una primera etapa de pre – terreno, la cual comienza en enero del presente año y consistió en una exhaustiva recopilación bibliográfica de la geología del sector con el fin de entender y visualizar el área de estudio junto con las posibles problemáticas que se pueden encontrar a la hora de ir a terreno, esto debido a la complejidad del clima, para lo cual se revisaron documentos inéditos pertenecientes a *International PBX Ltd*, además de cartas geológicas facilitadas por SERNAGEOMIN.

En esta etapa como se mencionó anteriormente, se visualizó el área a través de la Hoja Geológica de Castilla y Totoral Bajo (Blanco *et al.*, 2003) en conjunto con imágenes satelitales de Google Earth para determinar áreas de interés para posteriormente ser visitadas durante la etapa de terreno. Como en la mayoría de la extensión de Palo Negro Norte hay depósitos aluviales y depósitos eólicos, se determinaron cuatro puntos de interés los cuales únicamente presentaban afloramientos de diferente litología según la Hoja Castilla y Totoral Bajo.

Sumado a esto, además se realizaron cursos en línea para el perfecto uso e instalación de *Geode*, los cuales consistían en leer una serie de documentos y visualizar videos de terreno para luego realizar un examen. En consecuencia, se obtuvo la aprobación de estos cursos, por lo que se adquiere el certificado de solución de problemas y el certificado del ciclo de vida de implementación del geodo, lo cual permitió entender y comprender el funcionamiento y la detección de errores a partir de las características del instrumento.

Cabe destacar que estos dispositivos (*Geode*) provenían desde las instalaciones de *Fleet Space Technologies* en Australia, por lo que al momento de realizar el curso no se contaban con ellos presencialmente. Al llegar estos dispositivos, se manipulan inmediatamente para revisar su batería y cargar en caso de que sea necesario, además se analiza en detalle la anatomía del instrumento, ya sea antenas, botón de encendido, cableado, luces, enchufe, entre otros. Una vez todo en orden, se procede a la etapa de terreno.

Además, para ir a terreno se llevó a cabo la realización de un mapa topográfico en el cual se señala cada ubicación para la instalación del dispositivo como se muestra a continuación en la figura 13.

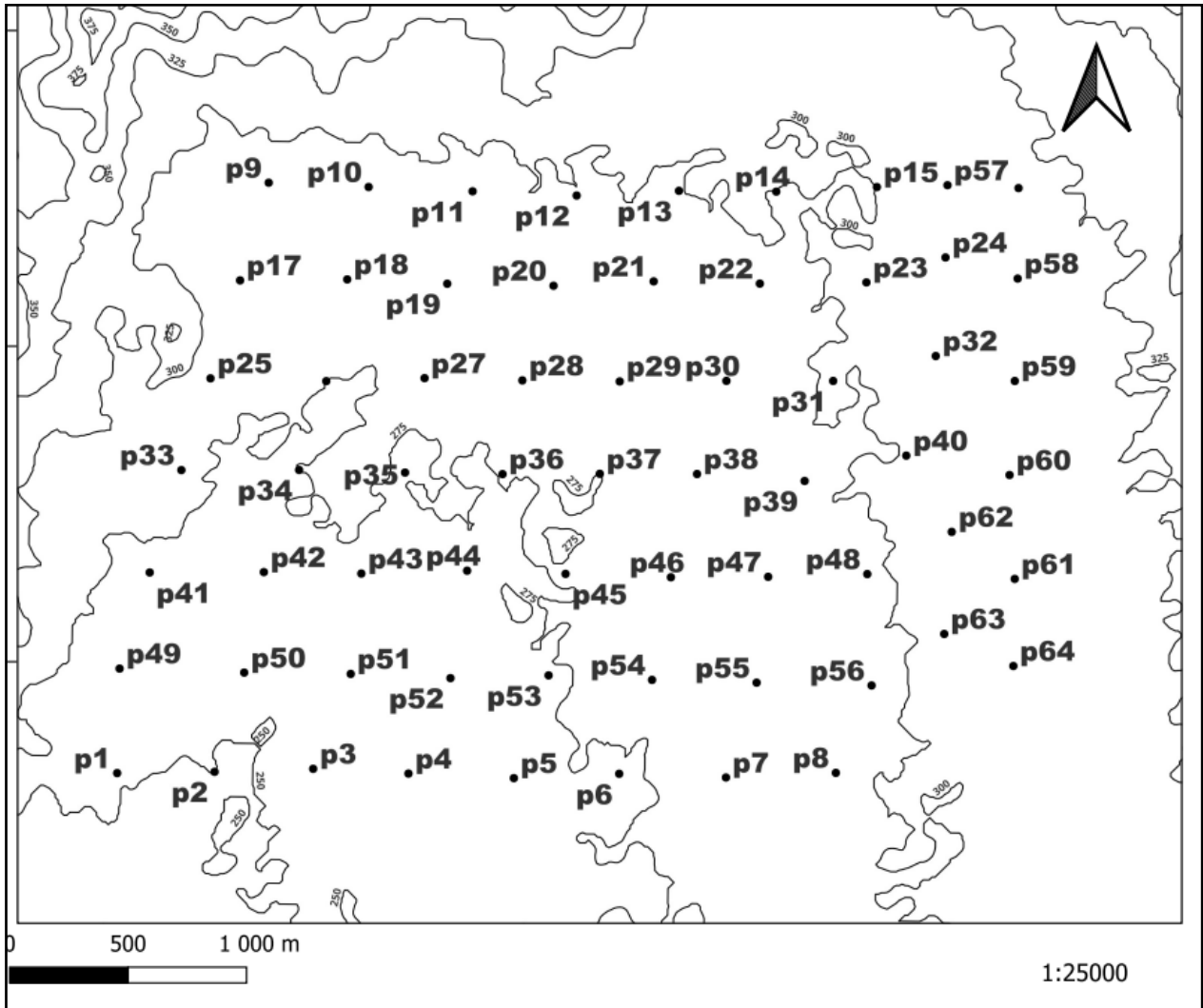


Figura 13: Mapa topográfico de Palo Negro Norte

4.2. ETAPA DE TERRENO

Se realiza una etapa de terreno la cual se efectuó durante el mes de febrero y consistió en la instalación de estos instrumentos para la tomografía de ruido sísmico ambiental a escala de exploración minera como se evidencia en la figura 14. Para la instalación de estos sensores se determinaron diversos puntos dentro del área, específicamente 64 puntos equidistantes, los cuales se encontraban a aproximadamente 500 m entre sí. La determinación del lugar de instalación de

cada dispositivo fue previamente entregada por la empresa según estudios anteriores. A dichos puntos se llegó mediante camionetas 4X4 y GPS, en ayuda de una aplicación móvil denominada Gaia GPS, la cual permitía descargar el archivo KML de los puntos. Al llegar al área de estudio se podía visualizar fácilmente la ubicación de cada punto mediante esta aplicación sin necesidad de una conexión a internet, lo cual facilitó bastante la etapa de terreno. Una vez en terreno se desplegaban equipos de geólogos destinados a instalar grupos de puntos, donde se utilizaron herramientas básicas como palas para poder cavar la arena, brochas para limpiar el sensor y brújulas para orientar el dispositivo a la perfección.



Figura 14: *Geode*

La instalación del dispositivo visualizada en la figura 15 es bastante sencilla, consiste en ubicar el instrumento en la posición que indica el archivo KML, cavar aproximadamente 15 cm de arena para enterrar el dispositivo horizontalmente. El dispositivo contiene una burbuja la cual debe ser calibrada y dispuesta en dirección norte con ayuda de la brújula. Al orientar el dispositivo se procede a encender y verificar las luces que presenta éste, si presenta luces verdes significa que su carga está al máximo, si presenta luces naranjas significa que su carga es intermedia, y si presenta un color rojo significa que la batería es baja y debe conectarse a corriente. En caso de que un dispositivo presente color rojo, es mejor retirar e instalar uno nuevo, debido a que se puede apagar en medio de la toma de datos.



Figura 15: Instalación de *Geode*

Esta etapa tuvo como finalidad obtener datos geofísicos para un posterior análisis en una etapa de gabinete. Al finalizar la instalación cada equipo volvía a un punto de encuentro acordado previamente en una reunión para luego retornar en conjunto a Copiapó.

La toma de datos corresponde de 3 a 4 días en los cuales los dispositivos obtienen la información de las velocidades de onda del subsuelo, en estos días los instrumentos no se debían mover ni alterar su funcionamiento. En ocasiones, los dispositivos presentaban fallas o errores los cuales se podían visualizar mediante la plataforma de Fleet. En estos casos se procedía a ir a la ubicación del dispositivo, retirar el equipo y reemplazarlo por uno que estuviera en condiciones óptimas.

En Palo Negro se efectuaron tres mediciones como las descritas anteriormente, la primera fue en la zona norte, que corresponde a lo que se muestra en el presente estudio, una segunda medición en la zona sur y una tercera que pertenece a una combinación entre ambas zonas, es decir, se compone de puntos tanto de la zona norte como de la zona sur, esto con el fin de tener una mejor resolución. El área que abarcó cada medición fue de 8.45 km², 8.2 km² y 8.6 km² respectivamente.

4.3. ETAPA DE GABINETE

Corresponde al modelamiento de los datos obtenidos a partir de los sensores. Teniendo los datos obtenidos de los sensores, junto con datos de estudios magnéticos anteriores se comienza un exhaustivo análisis para definir un flanco de exploración.

Los datos fueron entregados mediante una hoja de cálculo de Microsoft Excel, los cuales se incorporaron al software Leapfrog para el análisis del modelo 3D. En esta etapa se visualizaron áreas de interés para la exploración, además de algunas observaciones acerca de fallas que no están mapeadas, las cuales serán propuestas en el capítulo de resultados.

Para la etapa de gabinete se integra el conocimiento adquirido en la etapa de pre – terreno y la etapa de terreno. La primera etapa se centra en la revisión de la bibliografía, mientras que la segunda se centra en lo aprendido en campo mediante la observación de afloramientos y depósitos.

4.4. ANÁLISIS *GEODE*

Se utilizaron 64 unidades de *Geodes* más repuestos para adquisición de datos en tiempo real, incluyendo herramientas de monitoreo en vivo a través de la interfaz *ExoSphere Cloud*. El procesamiento de datos utiliza modelos de velocidad 3D generados mediante el procesamiento automatizado de datos patentado por *Fleet* en *ExoSphere Cloud*, lo que permite el acceso ilimitado de los usuarios para ver y exportar los resultados de los modelos 3D.

La tomografía de ruido ambiental utiliza el ruido de fondo de la Tierra como señal para medir la estructura de velocidad del subsuelo. *Geode* registra el ruido sísmico ambiental creado por fuentes naturales y antropogénicas, a partir del cual se extraen los tiempos de movimiento de las ondas superficiales entre pares de *Geodes* mediante el proceso de correlación cruzada y apilamiento. Esta técnica transforma eficazmente cada par en un par virtual de fuente-receptor, desde el cual se puede medir la relación de velocidad de fase versus frecuencia (dispersión) y usarla para modelar la estructura de velocidad del subsuelo.

a. Procesamiento de datos:

Las funciones de Green derivadas empíricamente se obtienen a partir de las funciones de correlación cruzada de pares de estaciones utilizando el enfoque descrito por Bensen *et al.*, 2007. Los datos sísmicos continuos se dividen inicialmente en segmentos de 5 a 10 minutos. Esto permite eliminar señales transitorias mediante filtrado para el conjunto de datos en general. Se aplica un blanqueo espectral (de 0.1 a 10.0 Hz) junto con una normalización de un solo bit, lo que permite reducir los períodos y frecuencias que contienen ruido no deseado. A partir de los datos procesados, se calcula un conjunto de correlaciones cruzadas para cada uno de los pares de estaciones únicos.

b. Calidad de los datos y condiciones de ruido:

El ruido sísmico ambiental registrado provino predominantemente de la parte noroeste del área, con una velocidad máxima de 3359 m/s. El conjunto de datos de dispersión de ondas superficiales se obtuvo de 5710 funciones de correlación de ruido asociadas con los trayectos de rayos entre estaciones. Se realizó un filtrado adicional para retener solo los datos de trayectos inter-estación con alta relación señal-ruido (SNR) y el rango esperado de velocidades a diferentes frecuencias,

quedando con 3703 pares para los pasos posteriores de modelado de velocidad. Los datos o valores de velocidad de onda para las distintas litologías se muestran en el anexo 3.

c. Modelo 3D

Para obtener un modelo 3D de las velocidades de ondas del subsuelo, las mediciones de dispersión de la velocidad de fase se extraen de las funciones de correlación cruzada para cada par de *Geodes*. *Fleet Space Technologies* utiliza un enfoque completamente probabilístico para obtener un modelo de velocidad 3D. Lo que hace que este enfoque sea completamente probabilístico es que se calculan estimaciones de error (incertidumbres) en cada etapa y se pasan a la siguiente. Las incertidumbres se comportan como un peso adaptativo a los datos, donde los datos de alta calidad tienen un peso mayor en la inversión que los datos de baja calidad.

Inicialmente, se estima la varianza dependiente de la frecuencia de las Funciones de Correlación Cruzada (CCFs) para tener en cuenta las incertidumbres inherentes a los datos. Luego, se aplican técnicas de ajuste probabilístico utilizando una biblioteca precomputada de modelos de velocidad (Geolibrary) para extraer mediciones por pares y sus incertidumbres asociadas. Se utiliza un enfoque probabilístico para la inversión de mapas de velocidad de fase. Esta metodología no solo genera mapas más precisos, sino que también proporciona estimaciones de incertidumbre, eliminando la necesidad de regularización subjetiva como generalmente se requiere en otros métodos, como el enfoque de mínimos cuadrados. Finalmente, se utiliza una red neuronal profunda (DNN) previamente entrenada para mapear la dispersión de la velocidad de fase y la incertidumbre de cada celda (X, Y) a perfiles de velocidad de onda de cizalla con profundidad y sus incertidumbres asociadas. Este enfoque integrado facilita la construcción rápida de modelos 3D.

d. Modelo sensitivo

La sensibilidad describe cómo la disposición del equipo sísmico (*Geodes*) impacta la incertidumbre en la imagen del subsuelo. El diseño de la matriz se ve influenciado por diversos factores, incluidos los objetivos de imagen y los desafíos logísticos.

El gráfico de sensibilidad muestra cómo la geometría de la matriz y la cantidad de mediciones de dispersión a diferentes frecuencias impactan la sensibilidad de la imagen en diferentes partes del

modelo. Típicamente, las áreas de alta sensibilidad se encuentran en el centro de la matriz, donde hay más trayectorias de rayos que se interceptan, lo que resulta en una reducción de la incertidumbre, como se puede observar en la figura 16. Por el contrario, las áreas de baja sensibilidad, que suelen estar en los bordes de la matriz y a mayores profundidades, tienen menos trayectorias de rayos y una mayor incertidumbre.

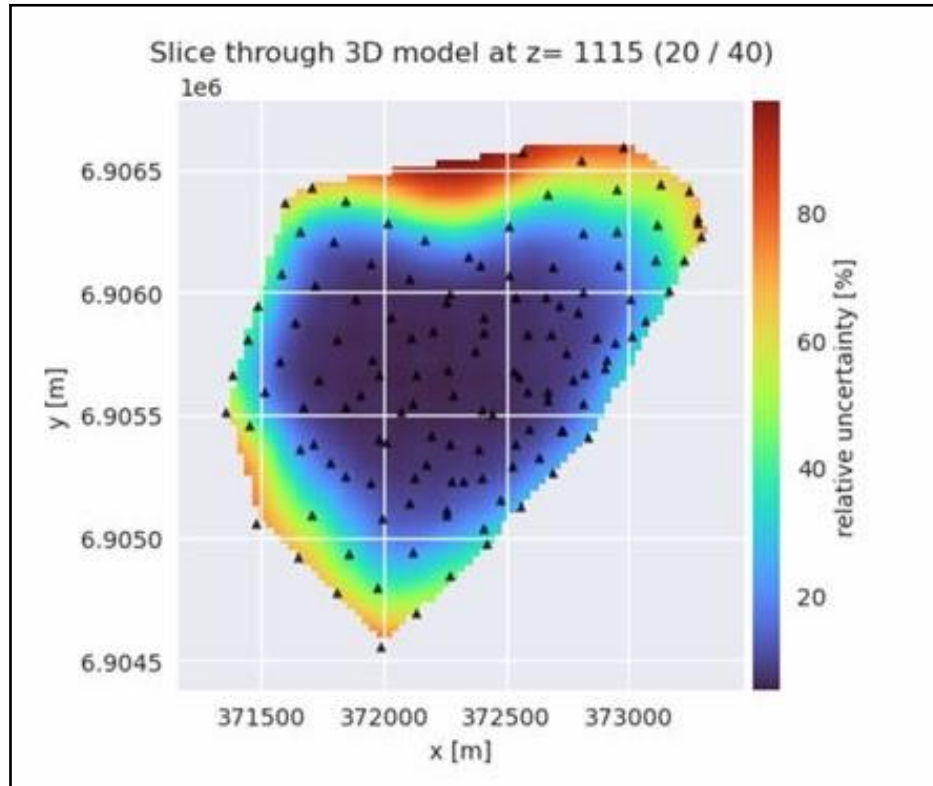


Figura 16: Modelo de sensibilidad Palo Negro

e. Modelo de Confianza

Las inversiones geofísicas son procesos complejos cuyo objetivo es derivar las propiedades del subsuelo a partir de los datos observados. Estas inversiones pueden generar múltiples soluciones potenciales incluso cuando se utiliza el mismo conjunto de datos debido a varios factores, como las incertidumbres inherentes a los datos y la flexibilidad de los algoritmos de inversión.

El modelo de confianza sirve como una herramienta valiosa para comprender la incertidumbre asociada con estas soluciones. Considera varios factores, como la variabilidad en los datos observados, las decisiones tomadas durante el proceso de inversión (como los parámetros de regularización o las restricciones), y las consideraciones geológicas. Al incorporar estos factores, el modelo de confianza cuantifica el nivel de incertidumbre asociado con cada propiedad o parámetro inferido en cada punto del modelo del subsuelo.

A medida que el rango de soluciones posibles para un punto subterráneo dado se reduce a través del proceso de inversión, la confianza en la solución derivada aumenta. Esta reducción del espacio de soluciones refleja una convergencia hacia una estimación más robusta y confiable de la propiedad del subsuelo. Los niveles de confianza pueden variar espacialmente dentro del modelo. La figura 12 muestra un ejemplo del modelo de confianza a través de una sección transversal horizontal de este a oeste en Palo Negro.

5. RESULTADOS

Los *Geodes* tenían como objetivo proporcionar información sobre los controles estructurales e identificar las velocidades de ondas asociadas a la mineralización potencial, junto con esto, se debía asociar las características de anomalías magnéticas y geología del sector. El proyecto Palo Negro Norte está situado en una zona distinguida por su historia geológica y destacados depósitos minerales, donde el sistema de fallas de Atacama adquiere gran relevancia influyendo en la composición estructural y mineralógica del área. La información obtenida a través de *Geode* produjo respuestas de velocidad distintas relacionadas a características geológicas como fallas y posibles zonas de mineralización, las cuales fueron identificadas y se describirán en los siguientes párrafos.

A partir de los datos, se espera que exista una relación entre los modelos de velocidad de onda y los estudios de magnetometría y polarización inducida, junto con los mapas geológicos. Esta correlación brindaría una ratificación de las estructuras geológicas y las anomalías detectadas.

Como se mencionó anteriormente, se realizó más de una medición en Palo Negro, siendo la primera correspondiente sólo a esta zona, y la segunda medición a una fusión entre puntos de interés de Palo Negro Norte y Palo Negro Sur. Por lo que en este documento se presentarán los resultados obtenidos a partir de estas dos mediciones.

Una vez obtenidos los datos a partir de *Geode* se comienza una etapa de modelamiento 3D mediante el software Leapfrog. Estos datos entregados por *Fleet Space Technologies* corresponden a una planilla Excel donde se relevan datos de suma importancia como las coordenadas este y norte, la elevación, la velocidad de onda (m/s) y la densidad relativa.

Una vez cargados los datos en Leapfrog se procede a realizar un modelo numérico en función de las velocidades de onda como se muestra a continuación:

Primera medición: Palo Negro Norte

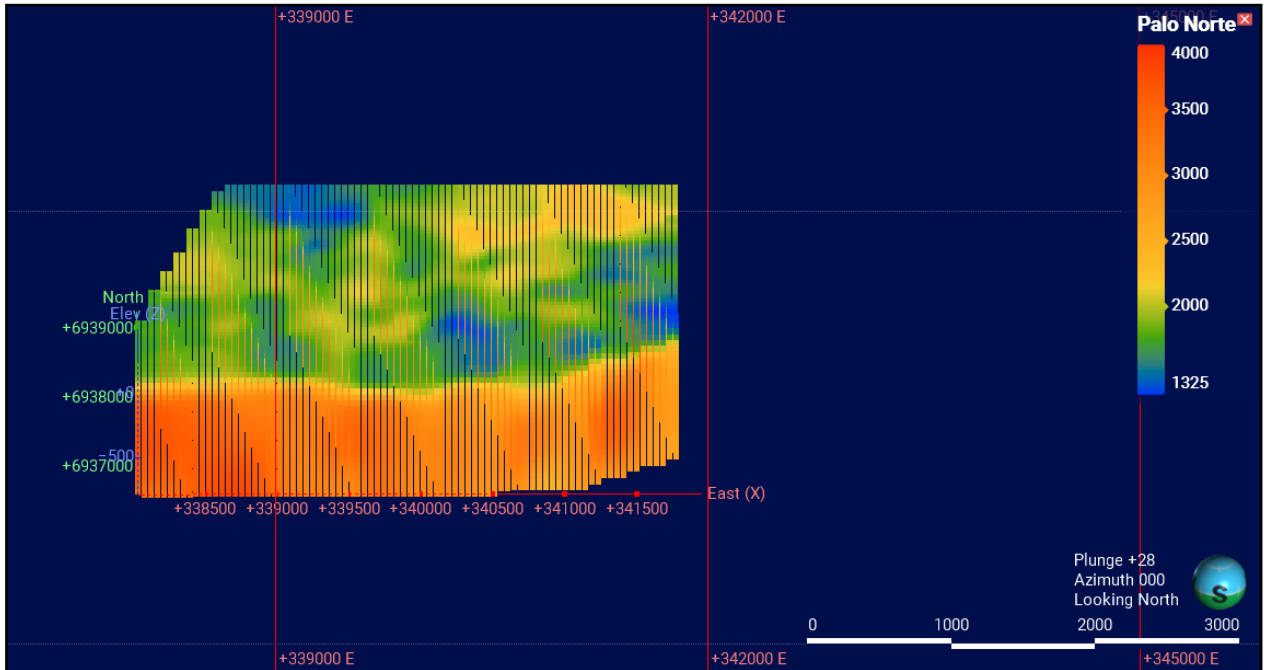


Figura 17: Datos Geode en Leapfrog

Una vez importados los datos obtenidos a través de *Geode* en Leapfrog se genera una nube de datos como se observa en la figura 17. Una vez obtenida la nube de datos se da inicio a la creación de un modelo numérico a partir de las velocidades de onda entregadas.

Una vez generado el modelo numérico 3D se generan diversas isosuperficies que representan el subsuelo, las cuales se definen desde un valor menor a 1325 m/s hasta un valor superior a 4000 m/s, representados por colores según su rango identificado en la figura 18. Los colores azul y verde representan una menor velocidad de onda, con respecto a los colores cálidos que poseen un mayor valor de velocidad de onda, como se muestra en la leyenda al costado derecho de la figura 18. El color amarillo corresponde a velocidades de onda intermedias que poseen valores entre 2000 m/s a 2500 m/s aproximadamente.

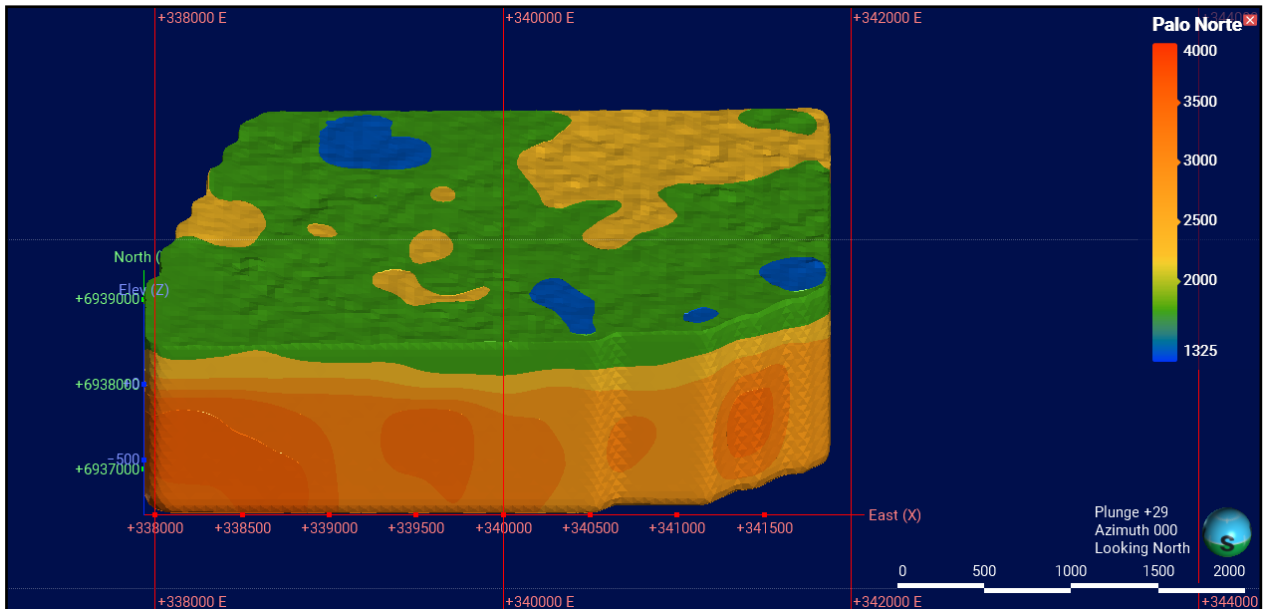


Figura 18: Modelo de velocidades de onda Palo Negro Norte

El modelo de velocidad de la figura 18 revela una capa de baja velocidad continua (con velocidades <2000 m/s), representada en verde y azul como se mencionó anteriormente. Esta capa superficial de baja velocidad es característica de una cubierta sedimentaria reciente no consolidada, lo cual coincide con la información del anexo 4 que corresponde al mapa geológico de la propiedad Palo Negro, que confirma depósitos eólicos cuaternarios en el área de estudio.

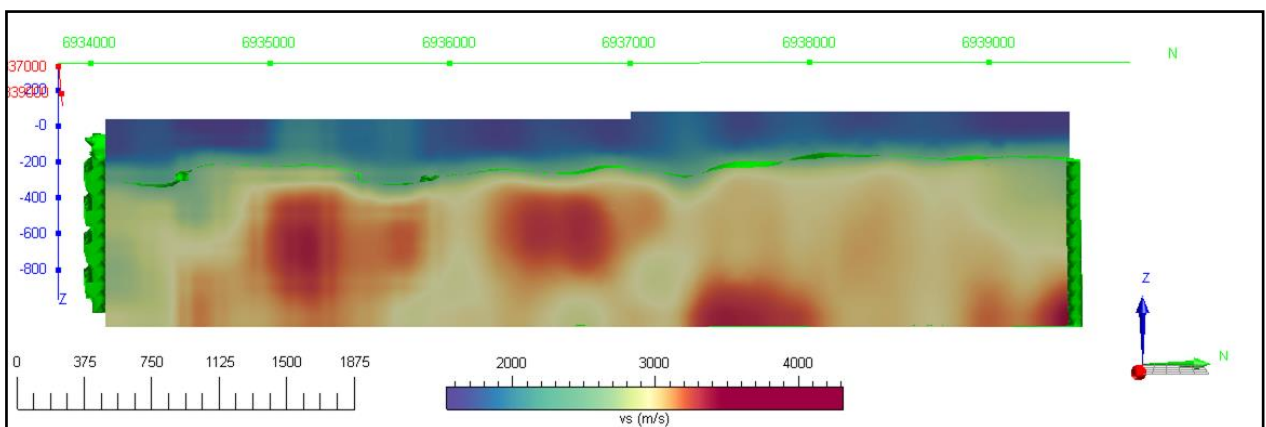


Figura 19: Sección 339839 E

En la sección 339839 E, se evidencia una capa superficial extensa de baja velocidad (<2500 m/s) delimitada por un segmento verde, seguida por una capa inferior con velocidades variables de medias a altas en la figura 19. La zona entre los 2500 m/s y la base del modelo presenta un rango variable de velocidades medias a altas, con velocidades mayores generalmente hacia el oeste y una zona notable de baja velocidad en el sureste.

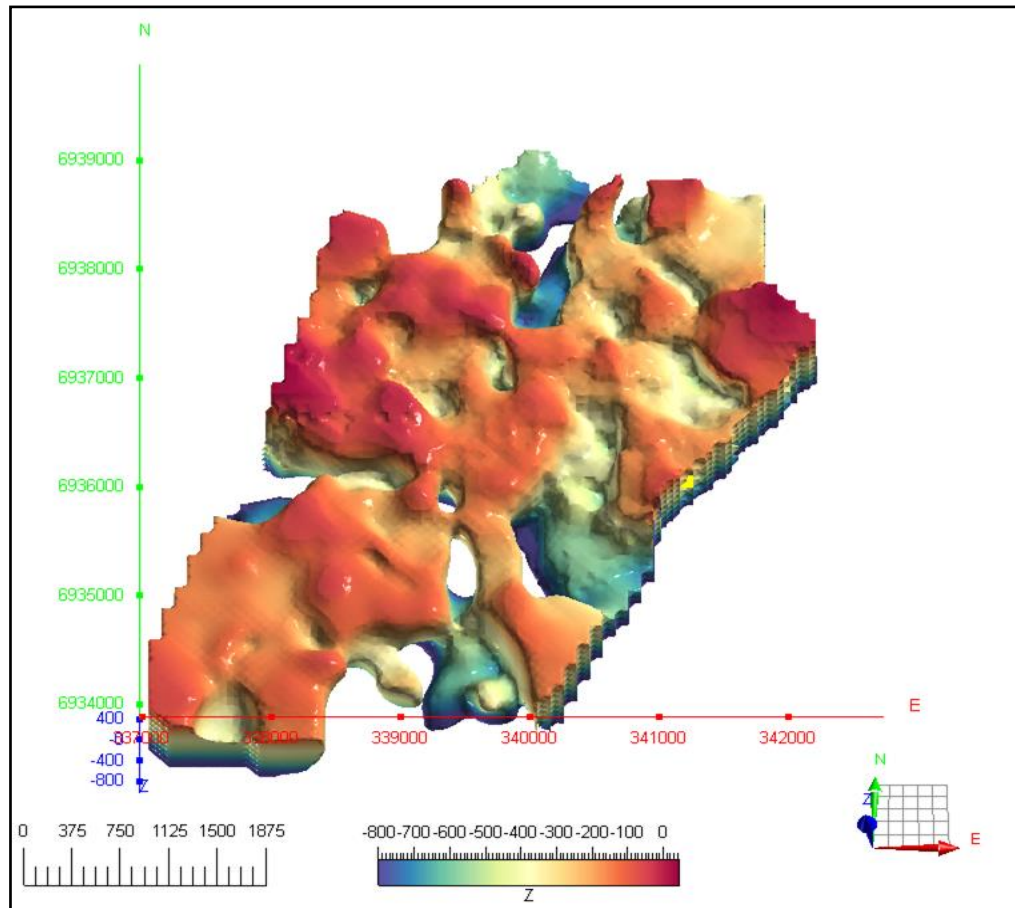


Figura 20: Isosuperficie a 3000 m/s en Palo Negro

Una capa de alta velocidad (>2500 m/s) delimita las principales tendencias de velocidad y variaciones topográficas dentro del modelo. En la figura 20, una isosuperficie a 3000 m/s, coloreada según la elevación, destaca las regiones donde la cubierta sedimentaria es más delgada (mostrada en rojo) y muestra una tendencia a aumentar en espesor hacia el este.

La propiedad Palo Negro alberga metavolcanitas y metasedimentos del Mesozoico, los cuales han sido intruidos por rocas dioríticas del Jurásico al Cretácico, formando parte del Batolito de Copiapó (Osmond, 2009). Los datos de magnetometría terrestre sugieren que los metasedimentos y metavolcanitas en esta área han sido alterados hidrotermalmente, lo que provoca una respuesta magnética más intensa. Diversas ramificaciones de la zona estructural de Atacama atraviesan el centro de la propiedad en dirección N-NE.

Se observa una tendencia de baja velocidad que corta transversalmente en el modelo combinado a través de la figura 21. Una respuesta de baja velocidad con orientación norte-noreste, interpretada como una falla, se alinea con el mapeo histórico del área y se ramifica desde la Zona Estructural de Atacama. Una falla con una tendencia similar se destaca en el noroeste del área del levantamiento. Además, en el centro del área del levantamiento, hay una firma de baja velocidad con dirección este-oeste que corta transversalmente pudiéndose observar en las figuras 22 y 23, donde se muestra el área a profundidades de -225 ms.n.m y -725 ms.n.m., respectivamente. Estas fallas mencionadas se demuestran en las siguientes imágenes mediante las líneas segmentadas en negro.

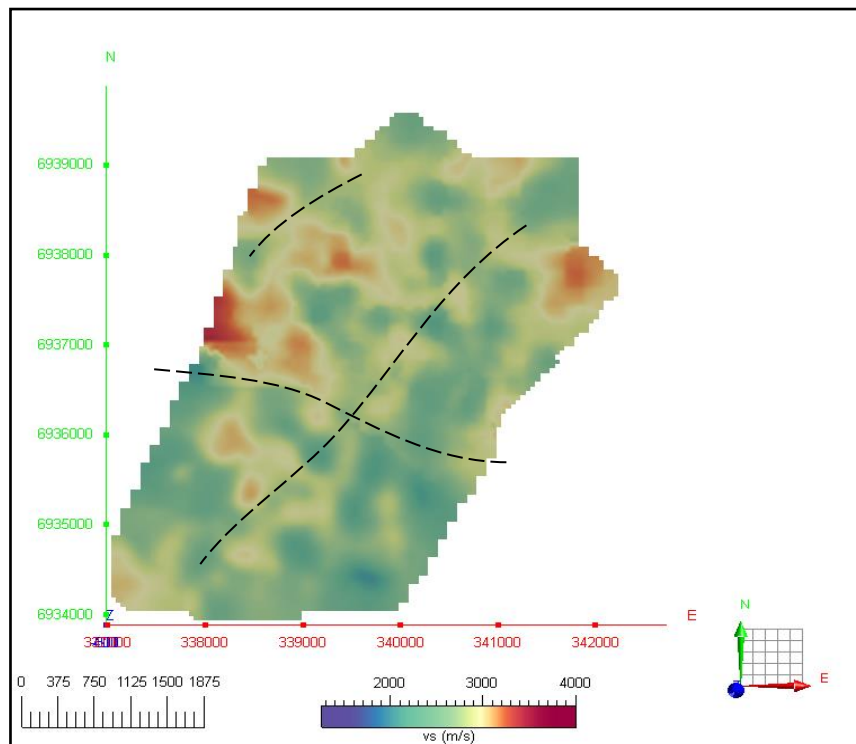


Figura 21: Vista en planta a -75 ms.n.m.

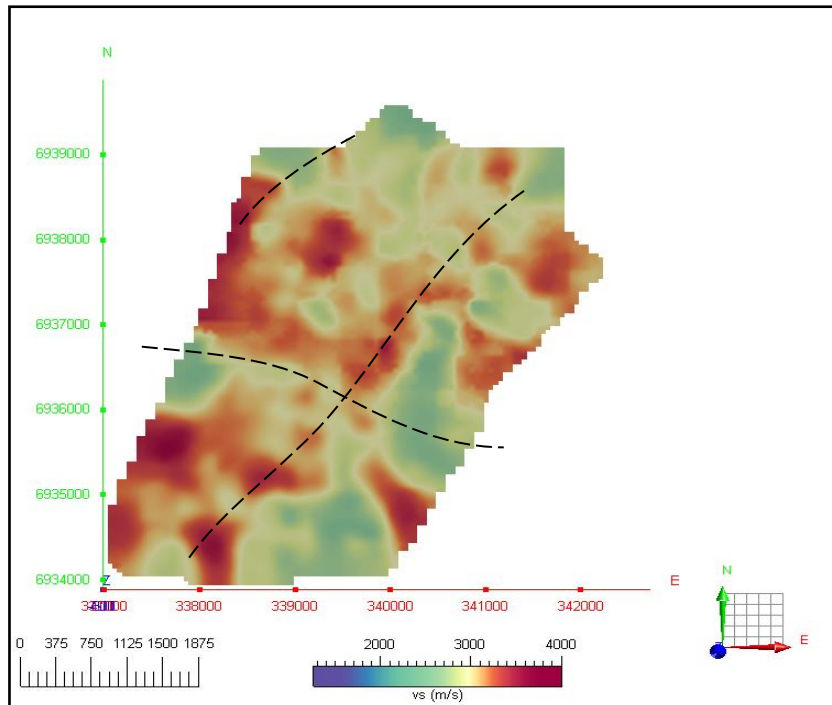


Figura 22: Vista en planta a -225 ms.n.m.

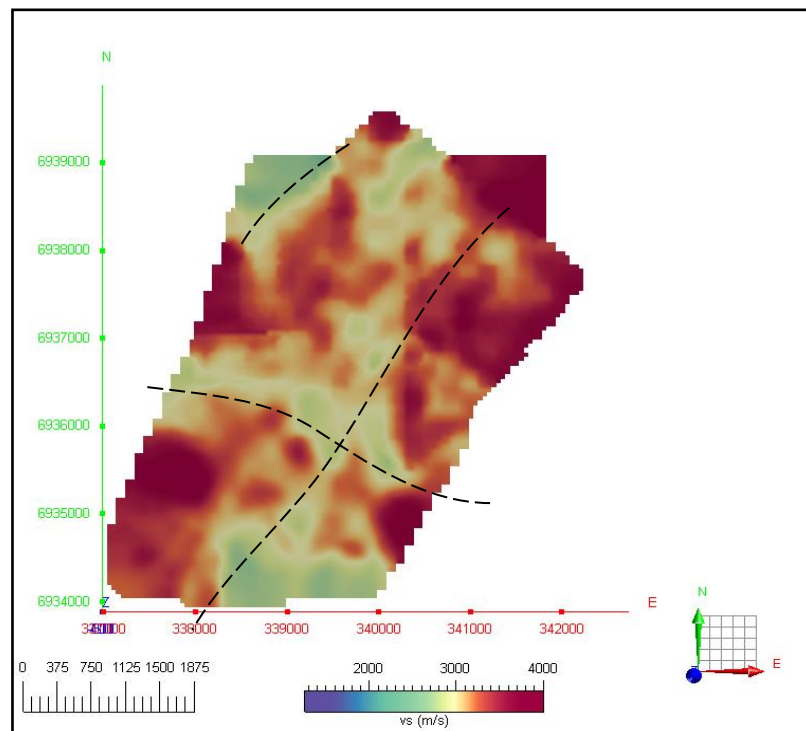


Figura 23: Vista en planta a -725 ms.n.m.

Una vez teniendo estas observaciones estructurales en consideración, se procede a realizar la creación de una superficie a partir de las anomalías IP de las figuras 4 y 5. Cabe mencionar que la forma de esta superficie anómala es bastante aproximada ya que resulta complejo definir un cuerpo de estas características con exactitud. En la figura 24 se muestra el resultado de lo dicho anteriormente, destacando esta superficie anómala en color rosa en la parte central.

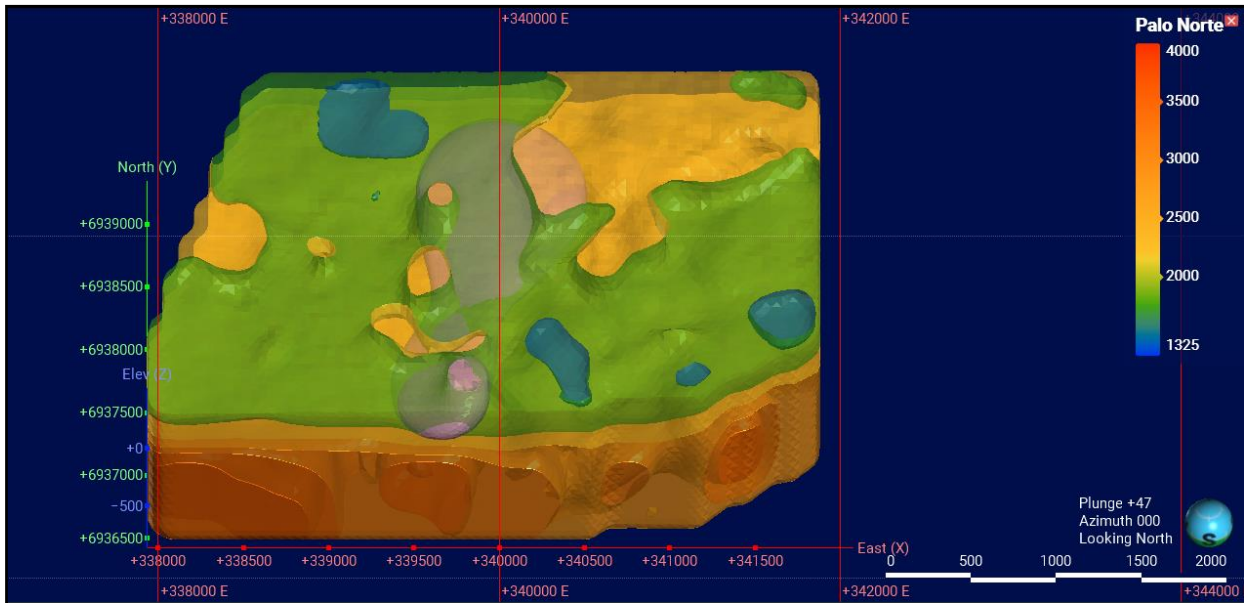


Figura 24: Modelo junto con anomalía IP

Este cuerpo de color rosa es creado en base a los valores máximos de cargabilidad y logra visualizar una idea acerca de un cuerpo mineralizado.

La figura 6 adquiere suma relevancia en este punto, ya que una vez obtenido el cuerpo perteneciente a la anomalía IP se superpone la magnetometría existente para observar algún tipo de relación entre los métodos como queda demostrado en la figura 25. Para esto, previamente se georreferenció el mapa magnético entregado por la empresa. Mediante la fusión de estas dos herramientas, se logra identificar una zona de interés en el sector este del área de Palo Negro Norte.

Al observar el sector este de Palo Negro se ratifica una relación entre la magnetometría y el cuerpo anómalo IP, ya que coinciden en posición como se muestra en la figura 25.

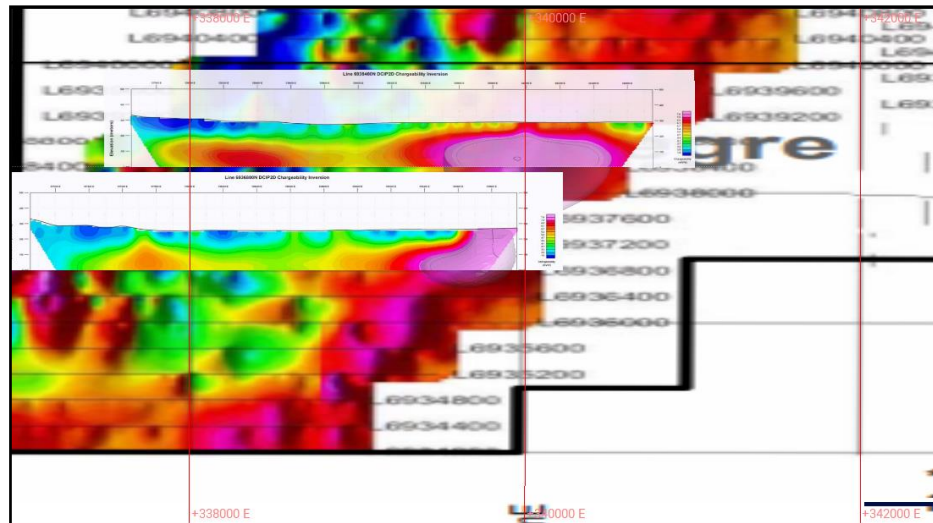


Figura 25: IP junto con magnetometría

Ahora bien, se tiene información acerca de IP, magnetometría y marco estructural de Palo Negro, sin embargo, si se profundiza en el contexto estructural, el mapa geológico de Jorquera *et al.*, 2003 elaborado para la empresa *International PBX Ventures Ltd.* revelado en anexo 4 adquiere suma relevancia, debido a que se puede establecer una relación estructural entre el mapeo geológico y el modelo de velocidad de la figura 23. Dicha relación se representa mediante la figura 26, donde al superponer el mapa geológico junto con el modelo de velocidad, queda en evidencia una alineación del mapa que se ramifica desde el sistema de fallas de Atacama.

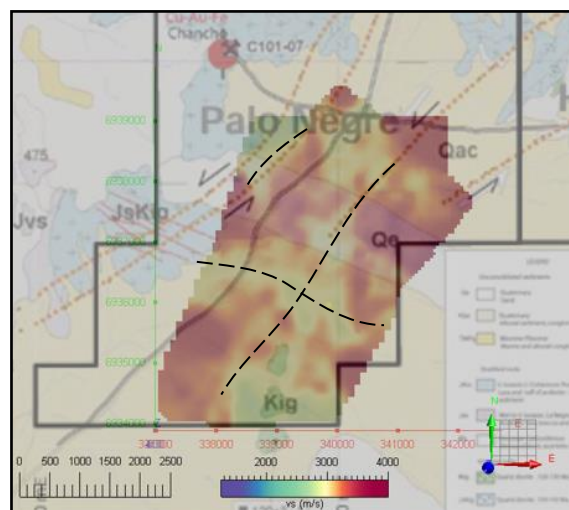


Figura 26: Mapa geológico en conjunto con modelo de velocidades

Entonces, teniendo estos antecedentes en cuenta, la respuesta de baja velocidad con orientación N-NE se interpreta como una falla geológica, asimismo, se interpreta una segunda falla, que exhibe una tendencia similar en el área NW de Palo Negro Norte, las cuales se observan mediante la línea negra segmentada. Sumado a esto, en el centro del área se logra identificar una baja velocidad con orientación EW que corta de manera transversal.

En adición a estas observaciones, cabe destacar que, en la zona NE del área de estudio según la Carta Castilla y Totoral Bajo se identifica la presencia de milonita, la cual corresponde a una roca generada a profundidades superiores a 10 km (Wise *et al.*, 1984) asociada a zonas de fallamiento dúctil (Carmona, 2000).

En este sentido, se tiene una mayor idea acerca del control estructural de Palo Negro Norte. Sin embargo, aún se necesita entender en qué nivel se aloja la mineralización con respecto a la información adquirida a través de *Geodes*, es decir, cuál es el valor aproximado de la velocidad de onda de la mineralización. Para esto, se realiza una sección en el modelo que sea similar a la información de IP, por lo que se genera una sección A-A' en 6936800 N como se muestra en la figura 27.

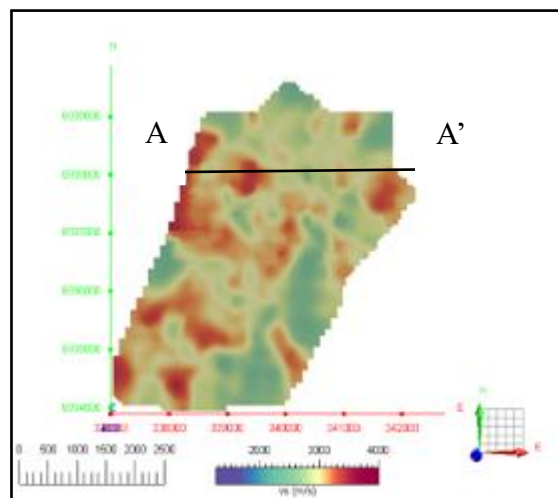


Figura 27: Sección A-A' en el modelo

La figura 28 corresponde a la correlación entre el estudio IP a 6936800 N, junto con una sección creada a partir del modelo. Esto muestra que existe una vinculación entre el cuerpo de la anomalía IP y la respuesta de velocidad media del modelo caracterizado en color verde, correspondiendo a valores entre 2000 m/s a 2400 m/s aproximadamente, que pertenecen a la zona NE.

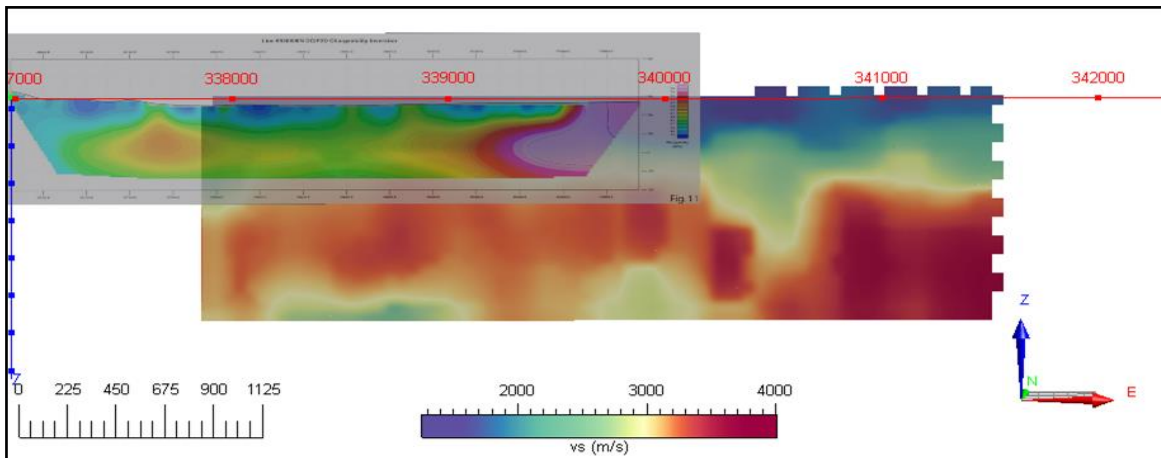


Figura 28: IP junto a sección del modelo

La sumatoria de todos estos descubrimientos logra determinar el nivel donde se hospeda la mineralización dentro del modelo 3D como se muestra en la figura 29. En este caso se utilizó la herramienta de opacidad para disminuir el color de las demás capas, y realzar el nivel de velocidad media correspondiente al color amarillo, para así observar con mejor nitidez.

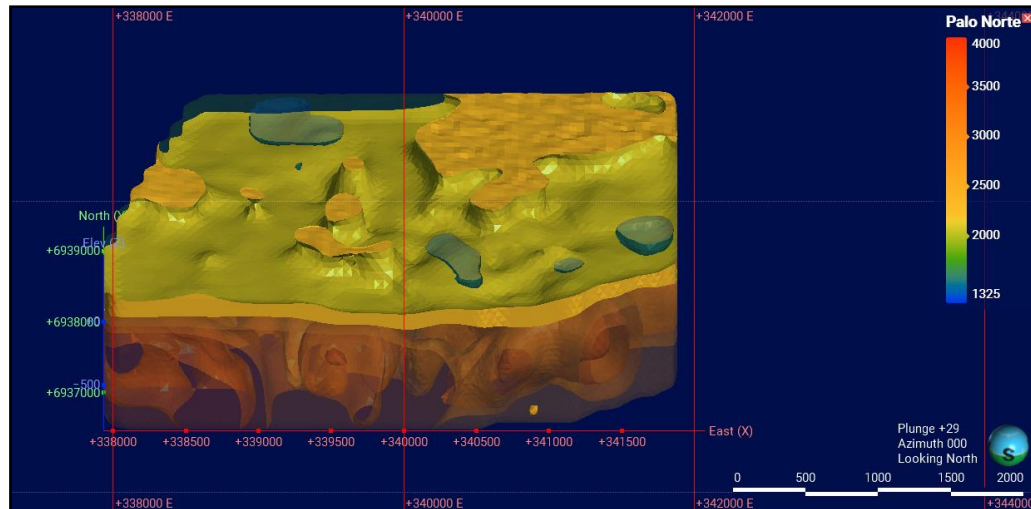


Figura 29: Modelo 3D destacando nivel de mineralización

Una vez identificado el nivel en el cual se encuentra la mineralización, se procede a incluir el cuerpo anómalo de IP, representado mediante la figura 30. En esta figura se logra observar cómo la forma de la anomalía se encuentra en sintonía con la geometría de la zona de velocidades de onda que va desde los 2000 m/s hasta 2400 m/s aproximadamente.

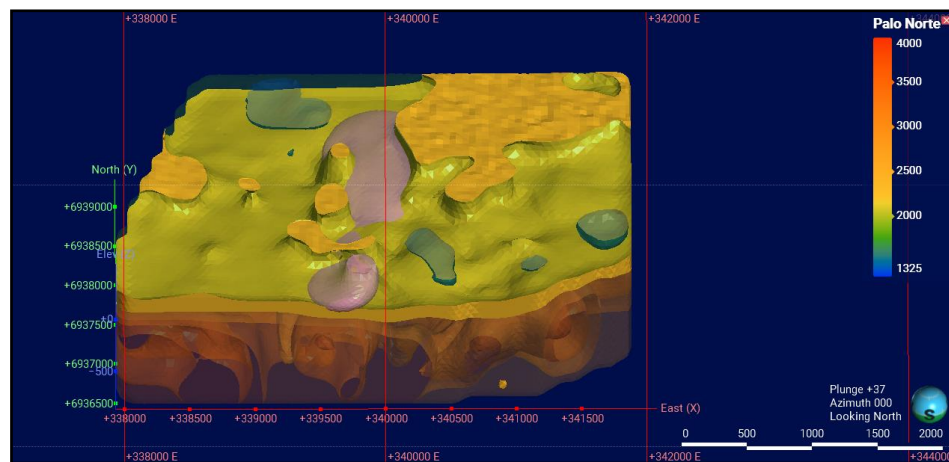


Figura 30: Modelo 3D en conjunto con anomalía IP

Lo mismo se evidencia en la figura 31, donde se observa exactamente lo mismo dicho anteriormente, pero desde una vista en planta y destacando la velocidad de onda de la mineralización.

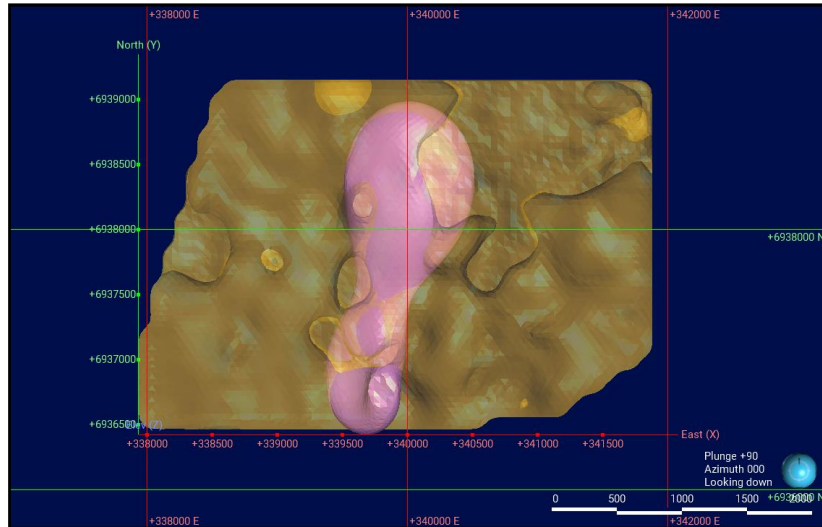


Figura 31: Vista en planta del modelo y la anomalía IP

Segunda medición: puntos de interés de Palo Negro Norte y Palo Negro Sur.

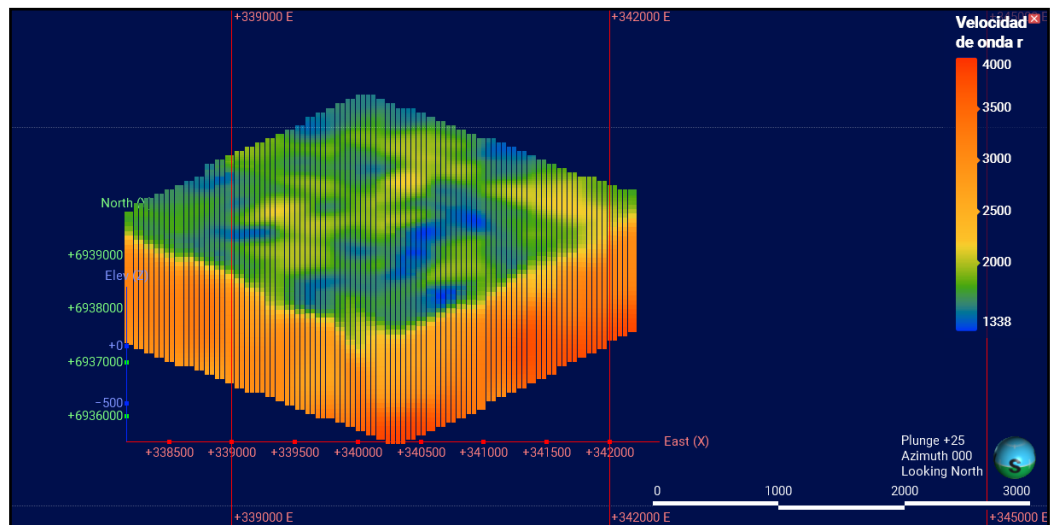


Figura 32: Combinación de puntos de interés entre Palo Negro Norte y Sur.

La combinación de puntos de interés entre Palo Negro Norte y Sur tuvo como resultado la nube de puntos ilustrada en la figura 32.

El procedimiento del modelamiento fue el mismo para ambas mediciones, cada paso realizado para la obtención de resultados de la segunda medición se encuentra en el anexo 5. El resultado final

obtenido a partir de esto se visualiza en la figura 33. Este modelo resultó ser similar al de la primera medición, por lo que se omitirá el paso a paso de éste.

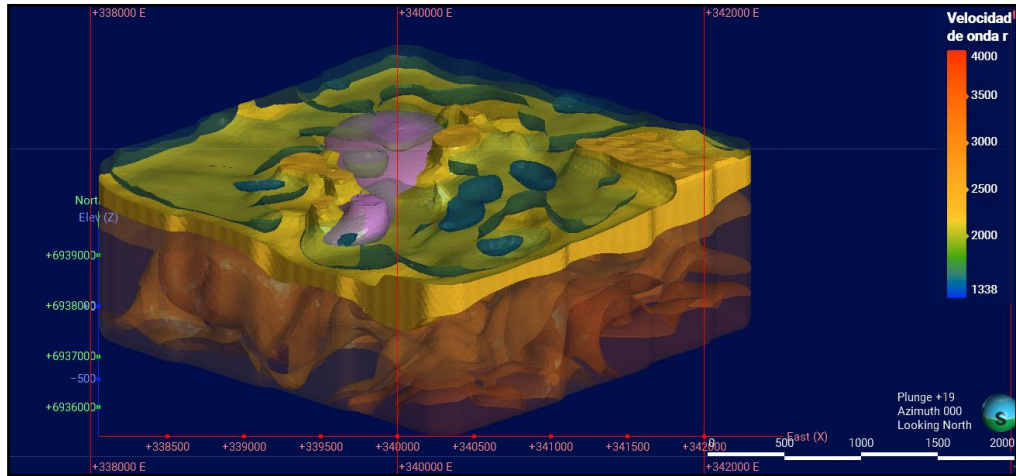


Figura 33. Modelo combinado junto a anomalía IP

Como se puede observar, existe una semejanza entre ambos modelos, lo cual resulta positivo para poder determinar una zona de interés para un flanco de exploración. Ahora bien, si se crean secciones detalladas se puede observar con mayor claridad el comportamiento de las velocidades de onda. Por lo que, a partir del modelo 3D se generan secciones como la que se observa en la figura 34.

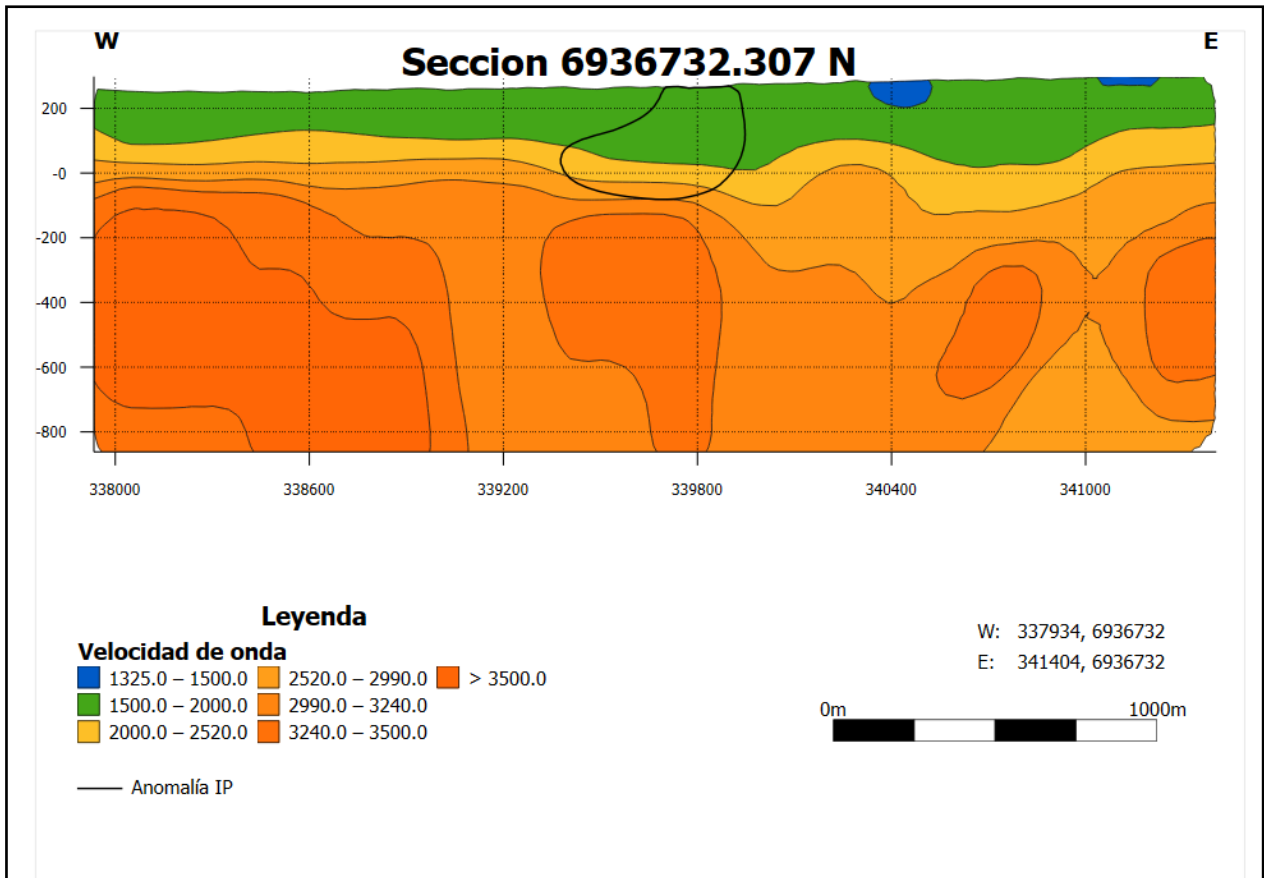


Figura 34: Sección 6936732.307 N del modelo 3D.

Mediante el uso de secciones se puede analizar cómo se comporta el cuerpo anómalo con respecto a las diversas velocidades de onda. Un ejemplo de esto es mediante la figura 34, si bien se mencionó anteriormente que la velocidad de onda de interés corresponde a la zona amarilla, en este caso la conexión entre mineralización y anomalía se encuentra a 337 m de profundidad aproximadamente.

Un caso muy diferente es la figura 35, en la cual la mineralización correspondiente al nivel entre 2000 m/s y 2400 m/s y la anomalía IP se encuentran a 85 m de profundidad aproximadamente.

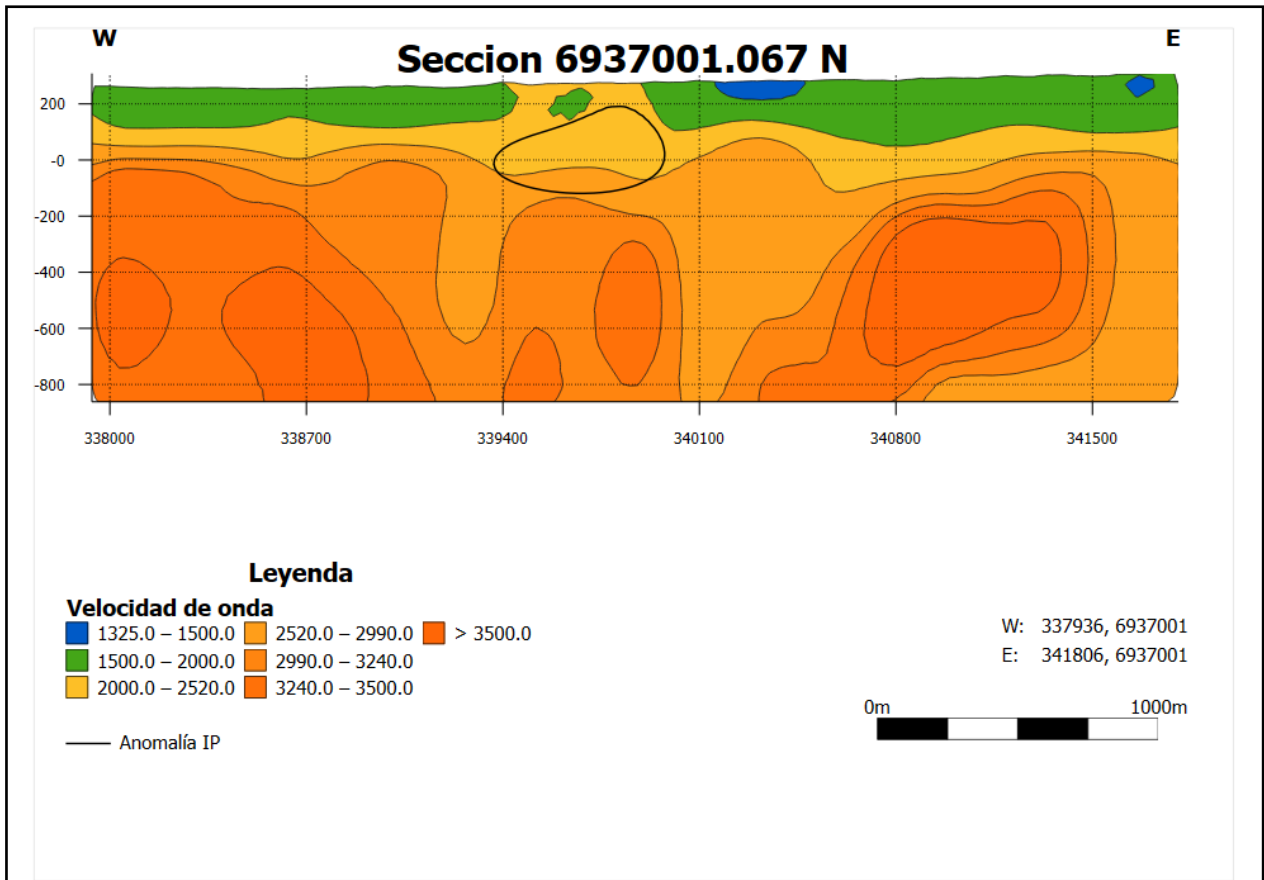


Figura 35: Sección 6937001.067 N del modelo 3D

Estos dos casos corresponden a claros ejemplos en contraste, donde el primero se encuentra alejado a la superficie, mientras que el segundo presenta una menor profundidad. A continuación, desde la figura 37 hasta la figura 52, se manifiestan diversas secciones norte del modelo 3D dentro de las cuales se evidencia la variación de la anomalía IP, lo que quiere decir; su tamaño, ubicación, geometría, con respecto a las diversas velocidades de onda.

Bajo esto, se destacan las figuras 45 y 47, debido a que ambas comparten que el cuerpo anómalo y la velocidad de onda de la mineralización se encuentran a una menor profundidad con respecto al resto de las secciones.

La ubicación con exactitud de cada sección realizada del modelo 3D se puede observar en la figura 36, la cual corresponde a una representación de estas secciones vista en planta.

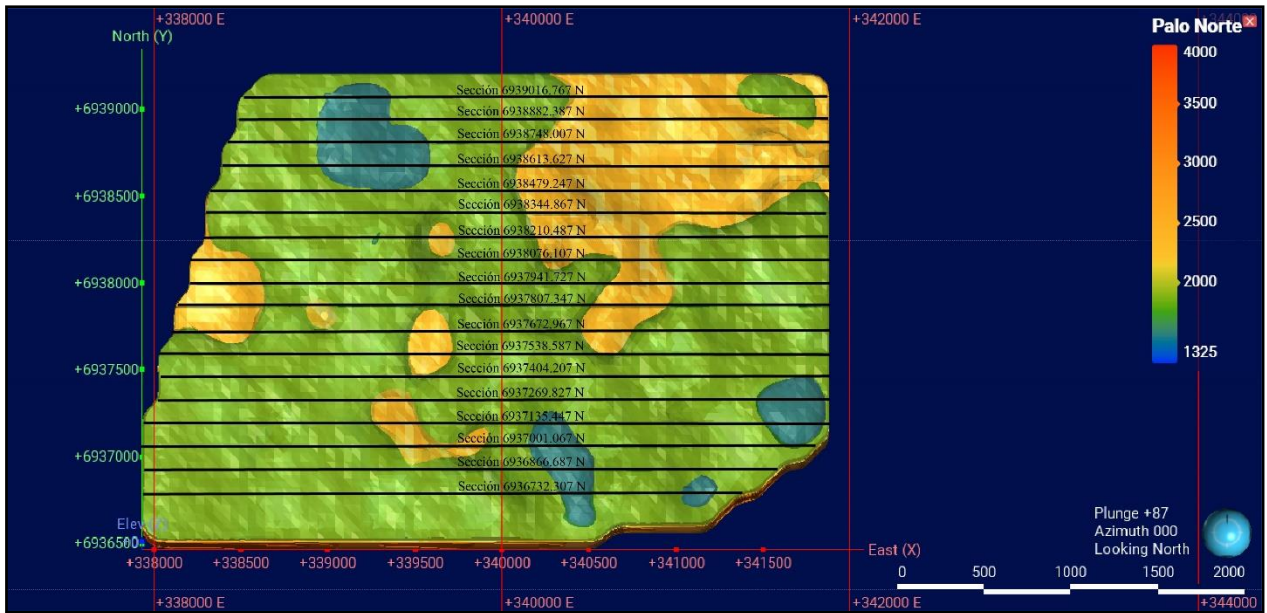


Figura 36: Representación de las secciones en el modelo 3D

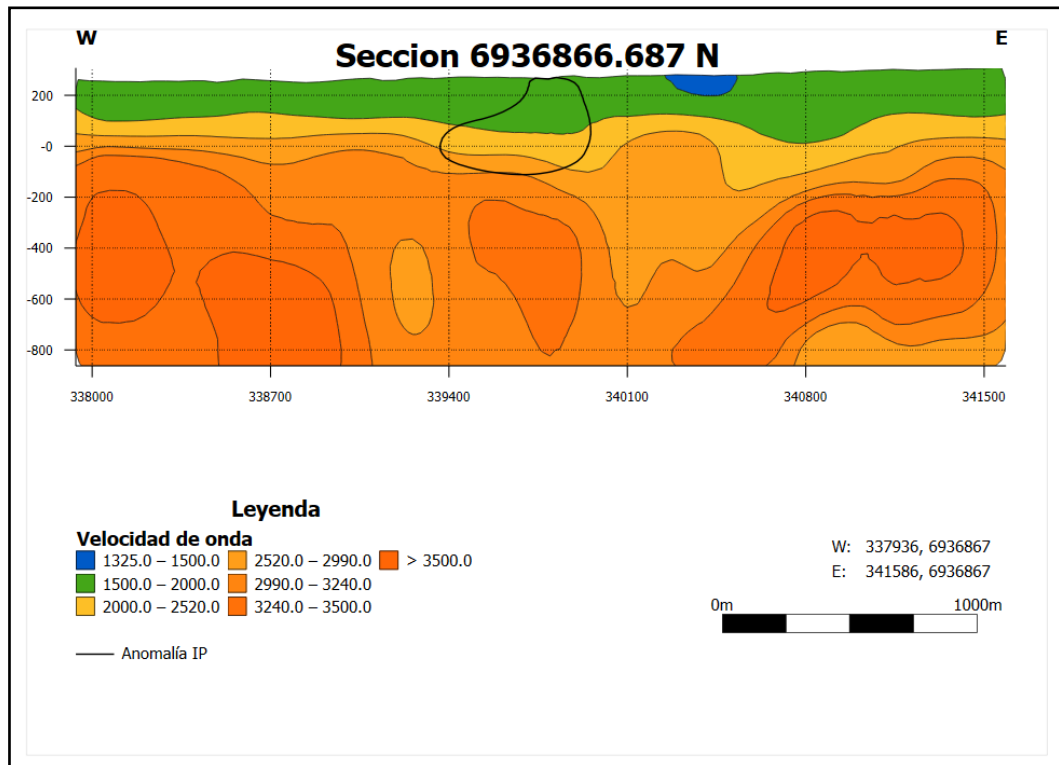


Figura 37: Sección 6936866.687 N del modelo 3D

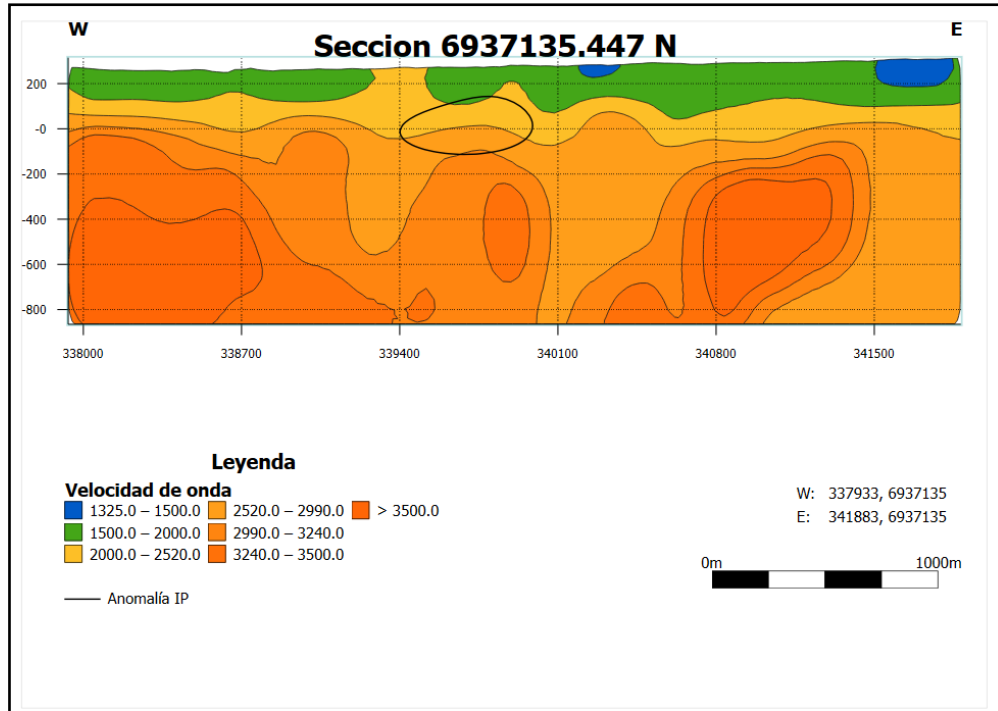


Figura 38: Sección 6937135.447 N del modelo 3D

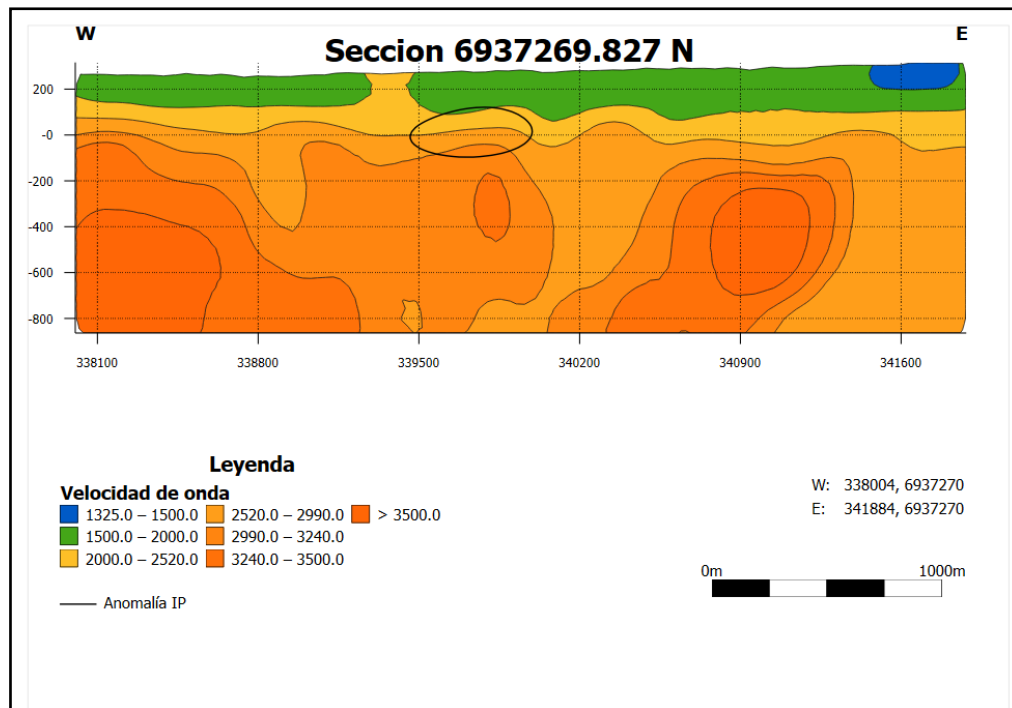


Figura 39: Sección 6937269.827 N del modelo 3D

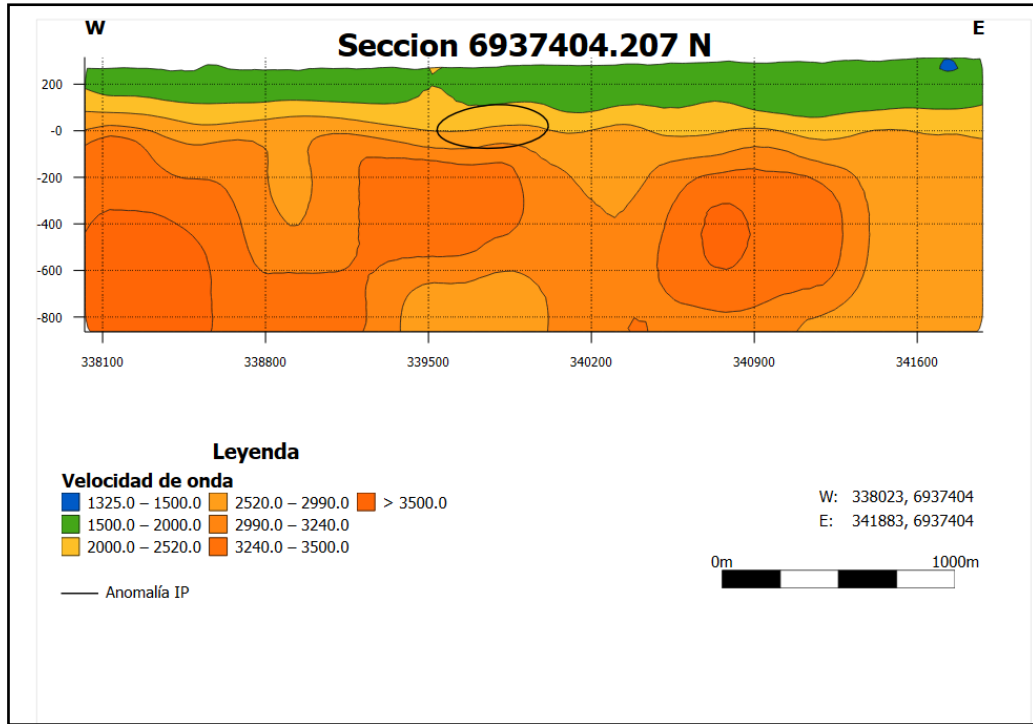


Figura 40: Sección 6937404.207 N

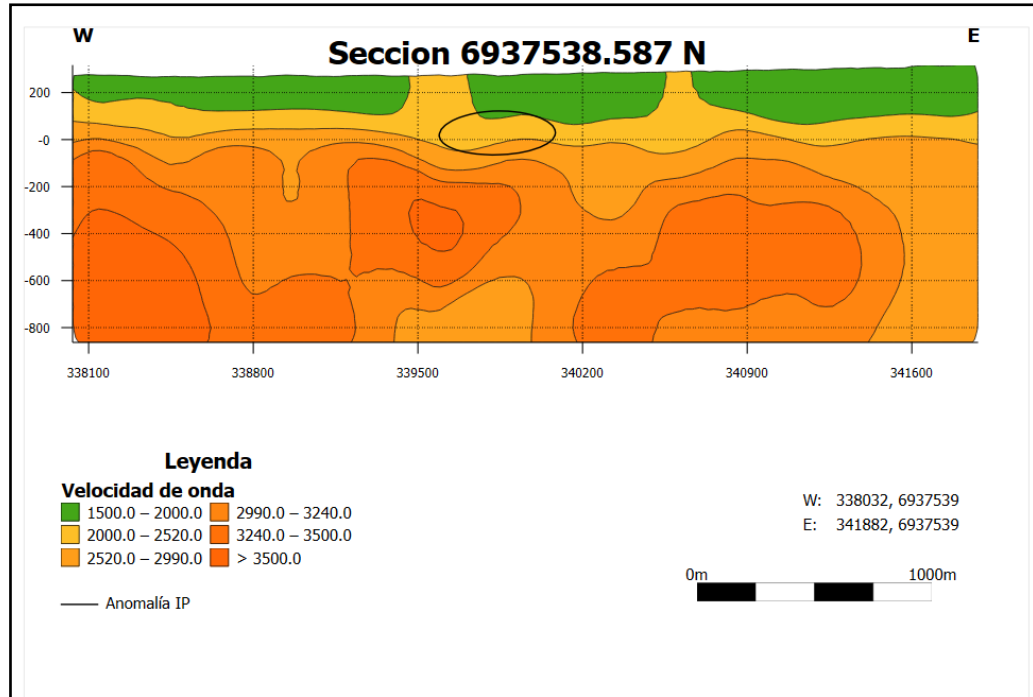


Figura 41: Sección 6937538.587 N del modelo 3D

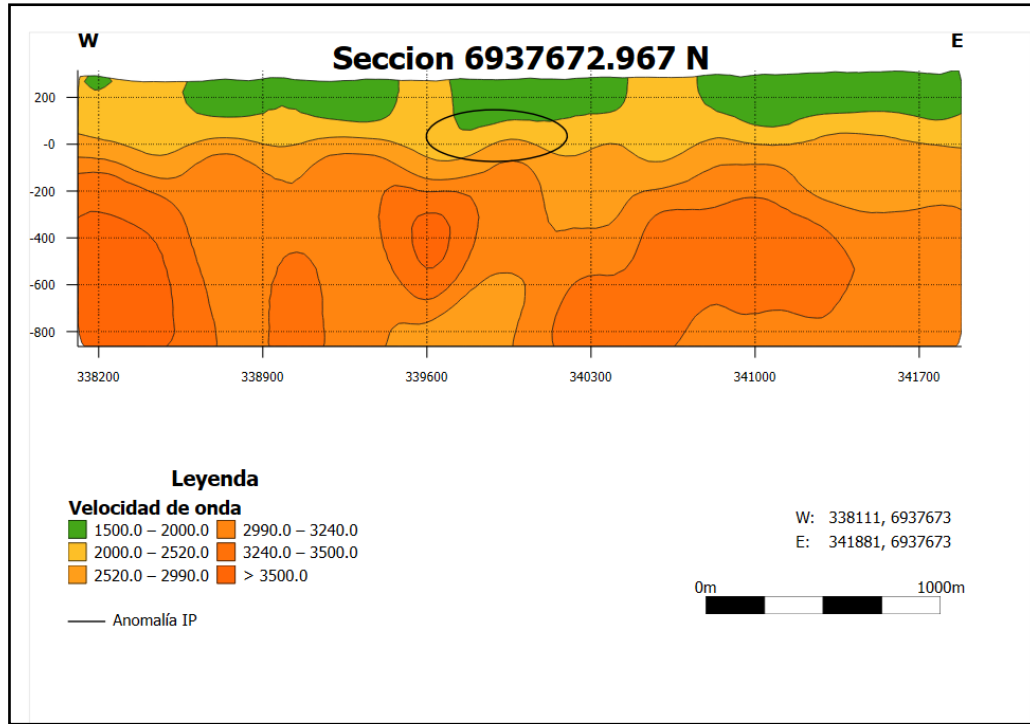


Figura 42: Sección 6937672.967 N del modelo 3D

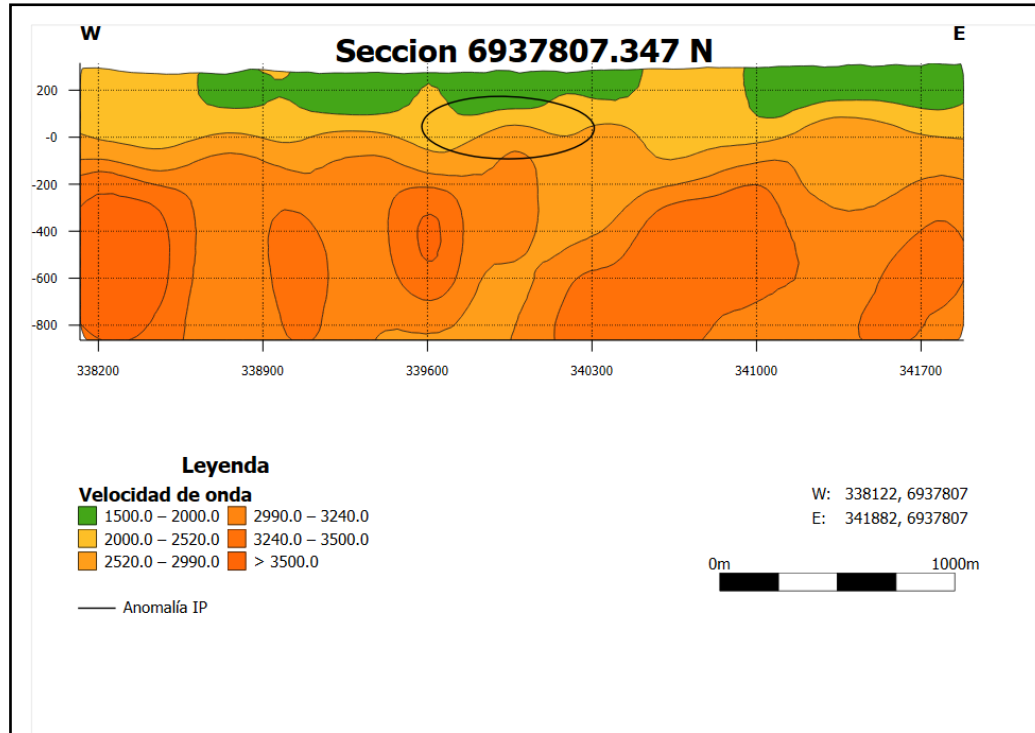


Figura 43: Sección 6937807.347 N del modelo 3D

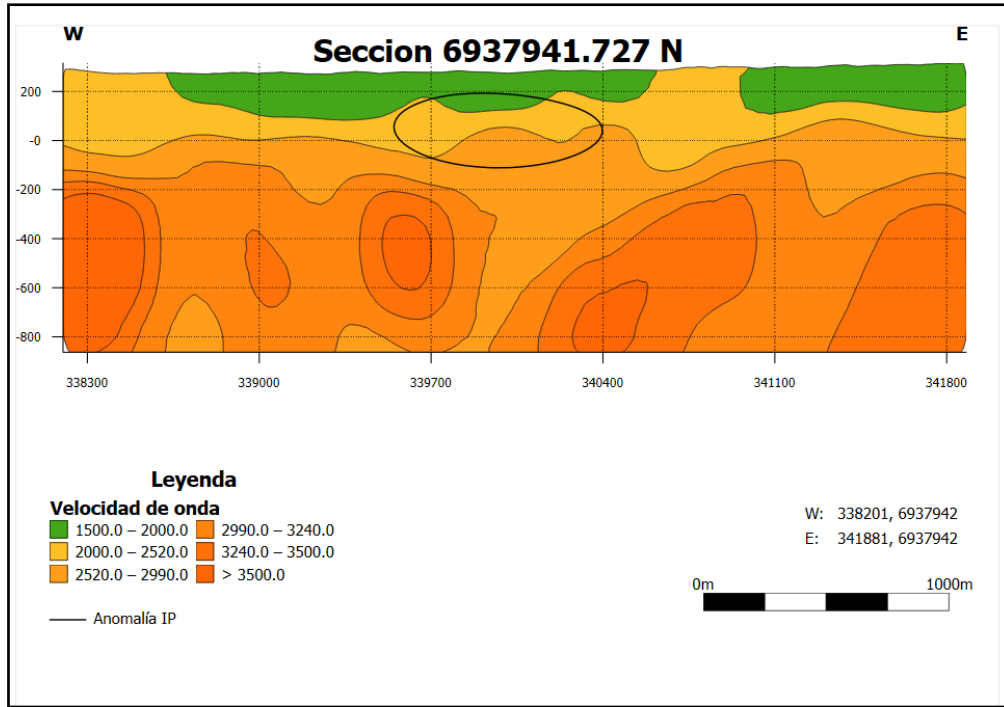


Figura 44: Sección 6937941.727 N del modelo 3D

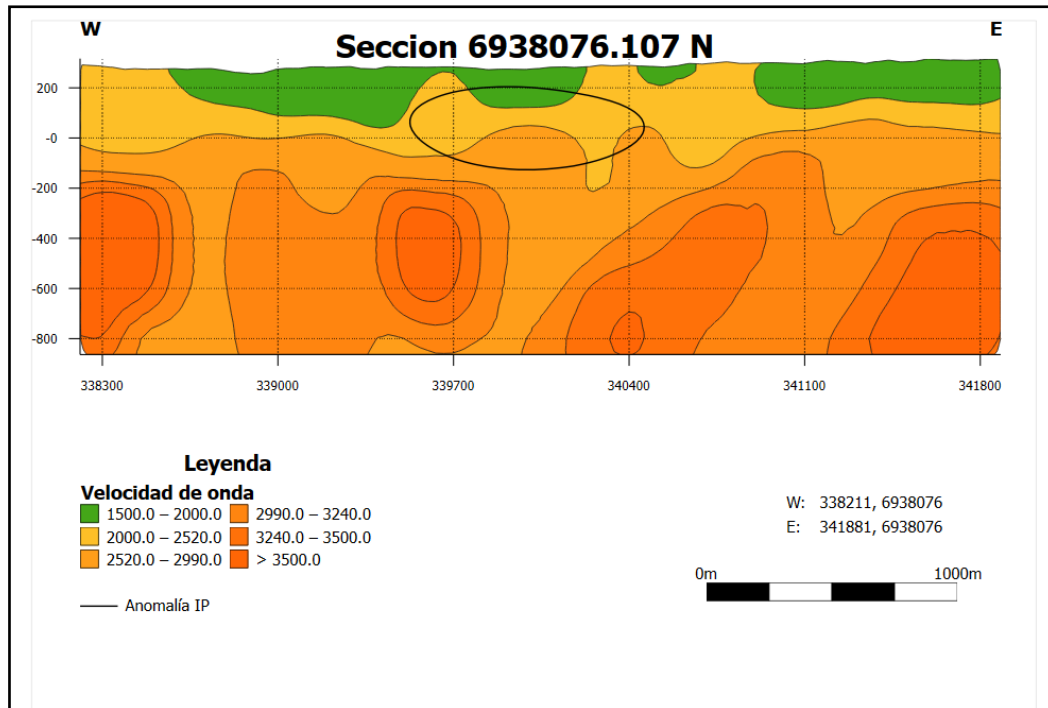


Figura 45: Sección 6938076.107 N del modelo 3D

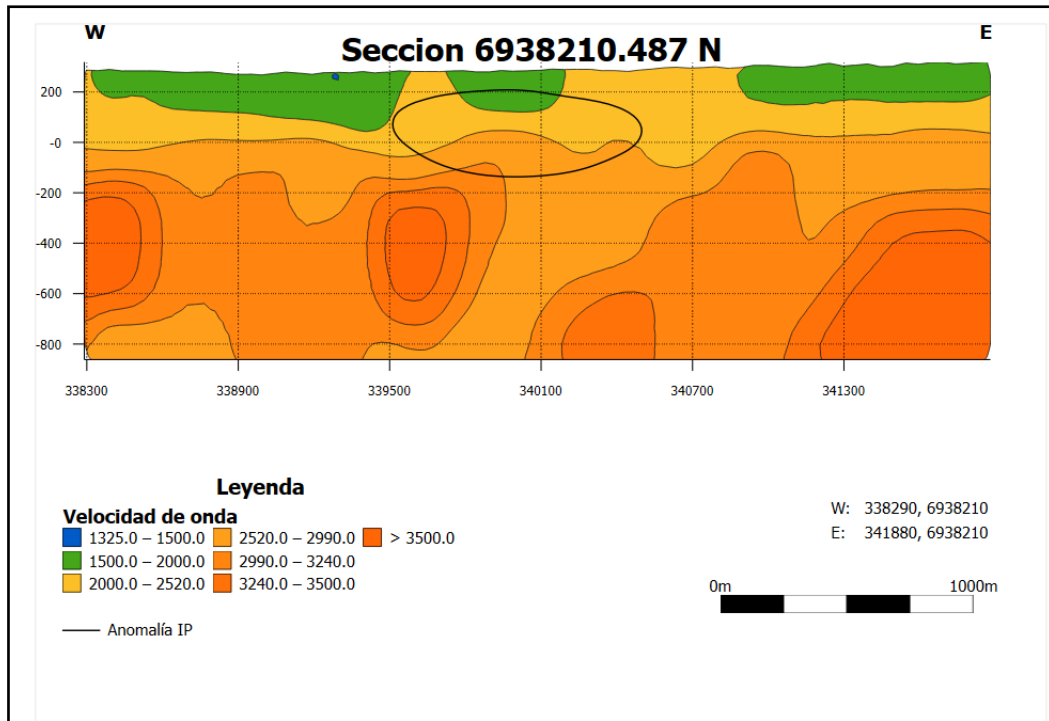


Figura 46: Sección 6938210.487 N del modelo 3D

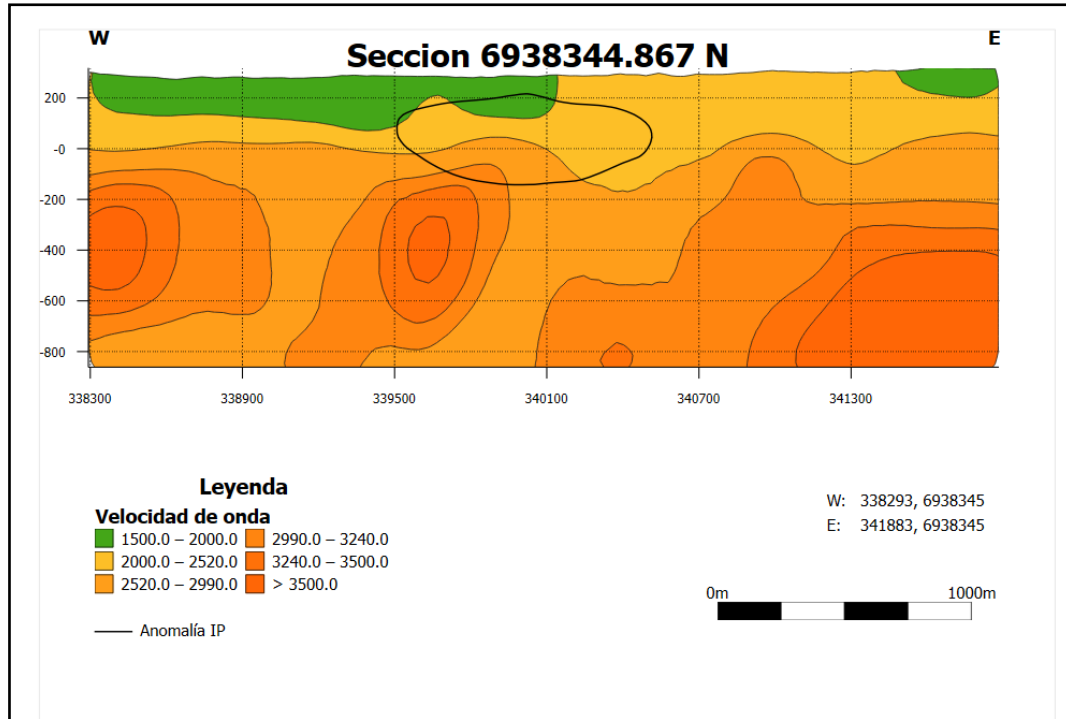


Figura 47: Sección 6938344.867 N del modelo 3D

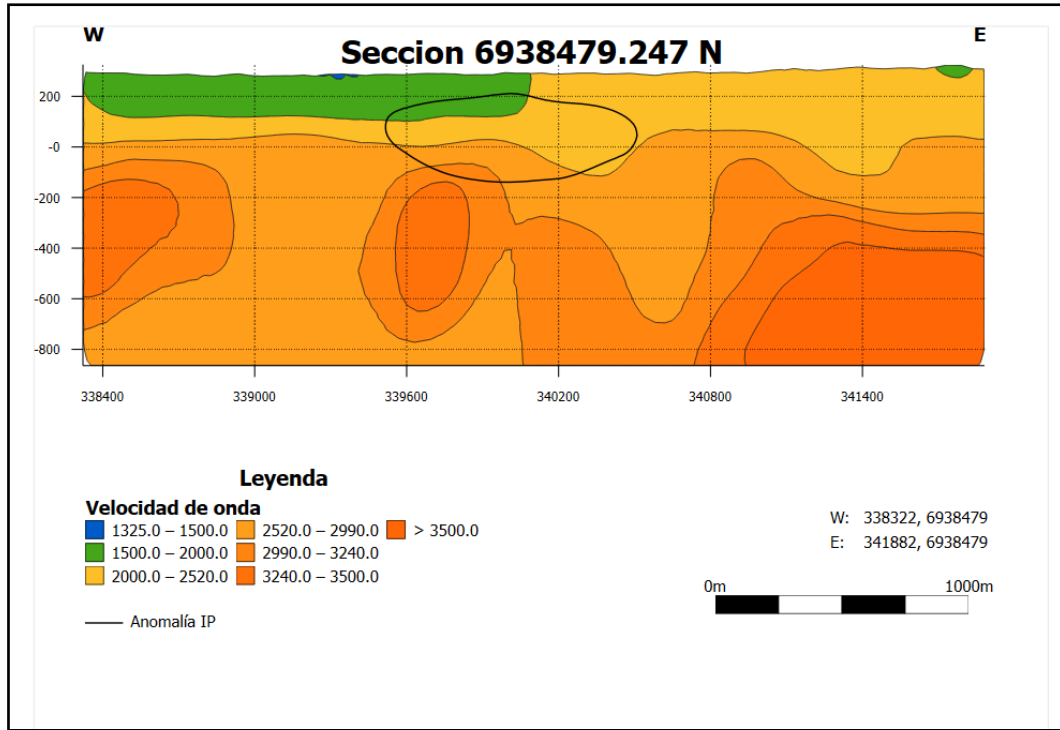


Figura 48: Sección 6938479.247 N del modelo 3D

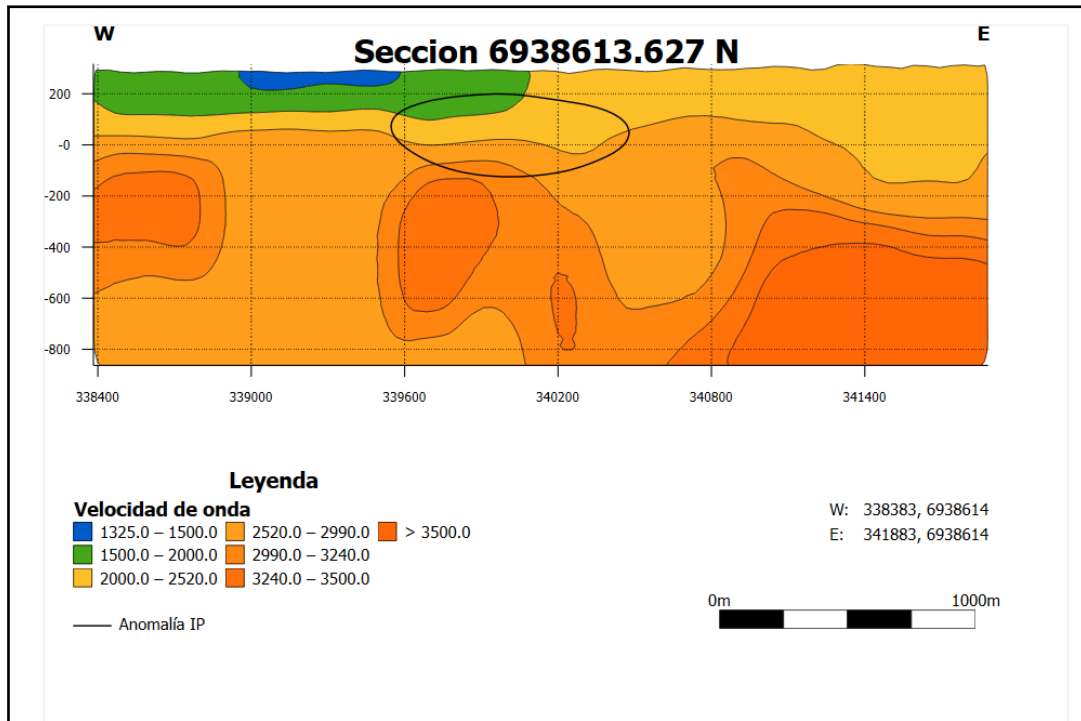


Figura 49: Sección 6938613.627 N del modelo 3D

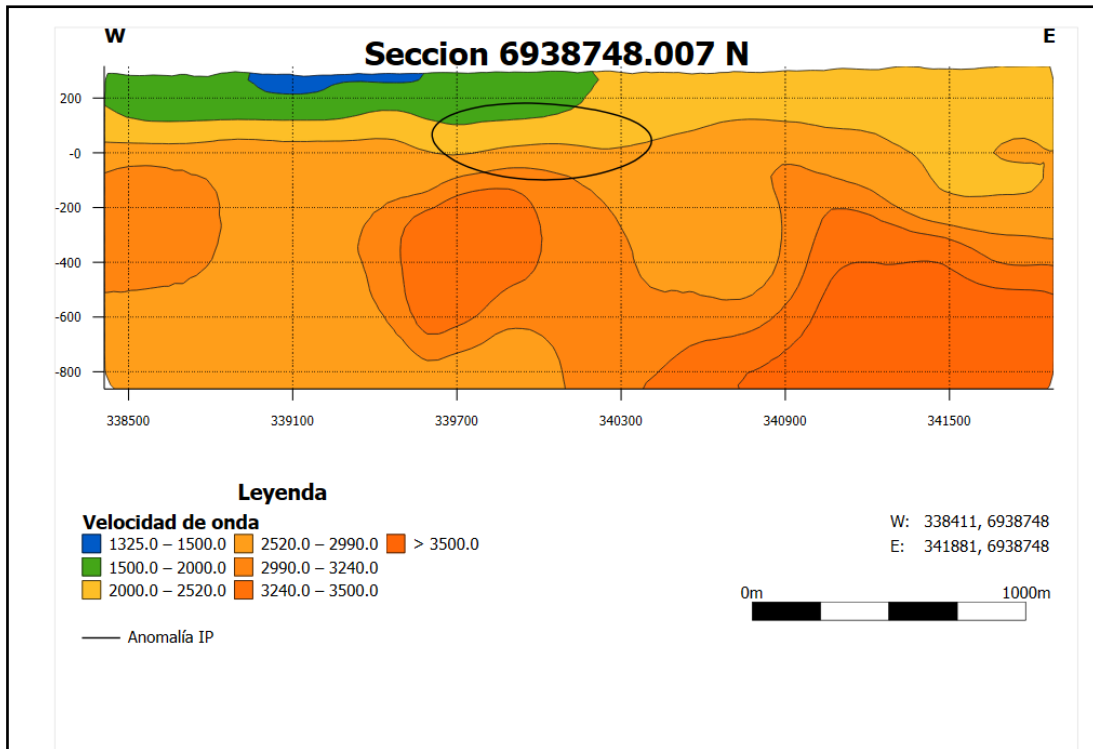


Figura 50: Sección 6938748.007 N del modelo 3D

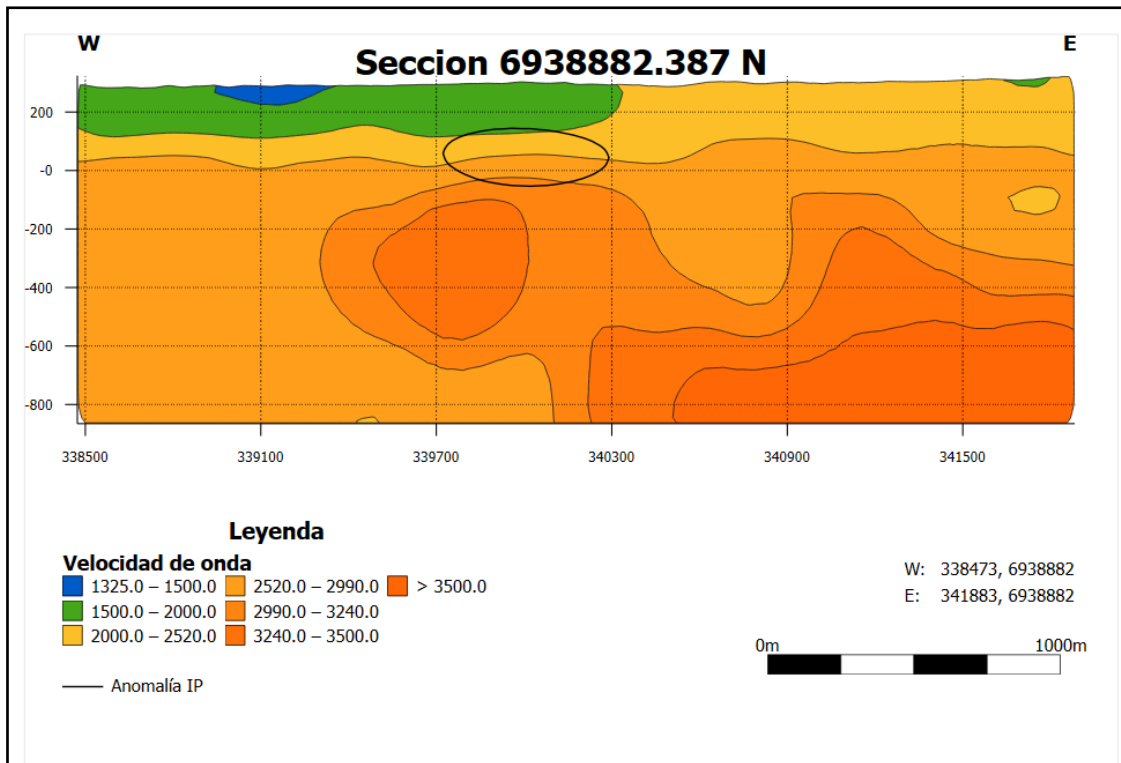


Figura 51: Sección 6938882.387 N del modelo 3D

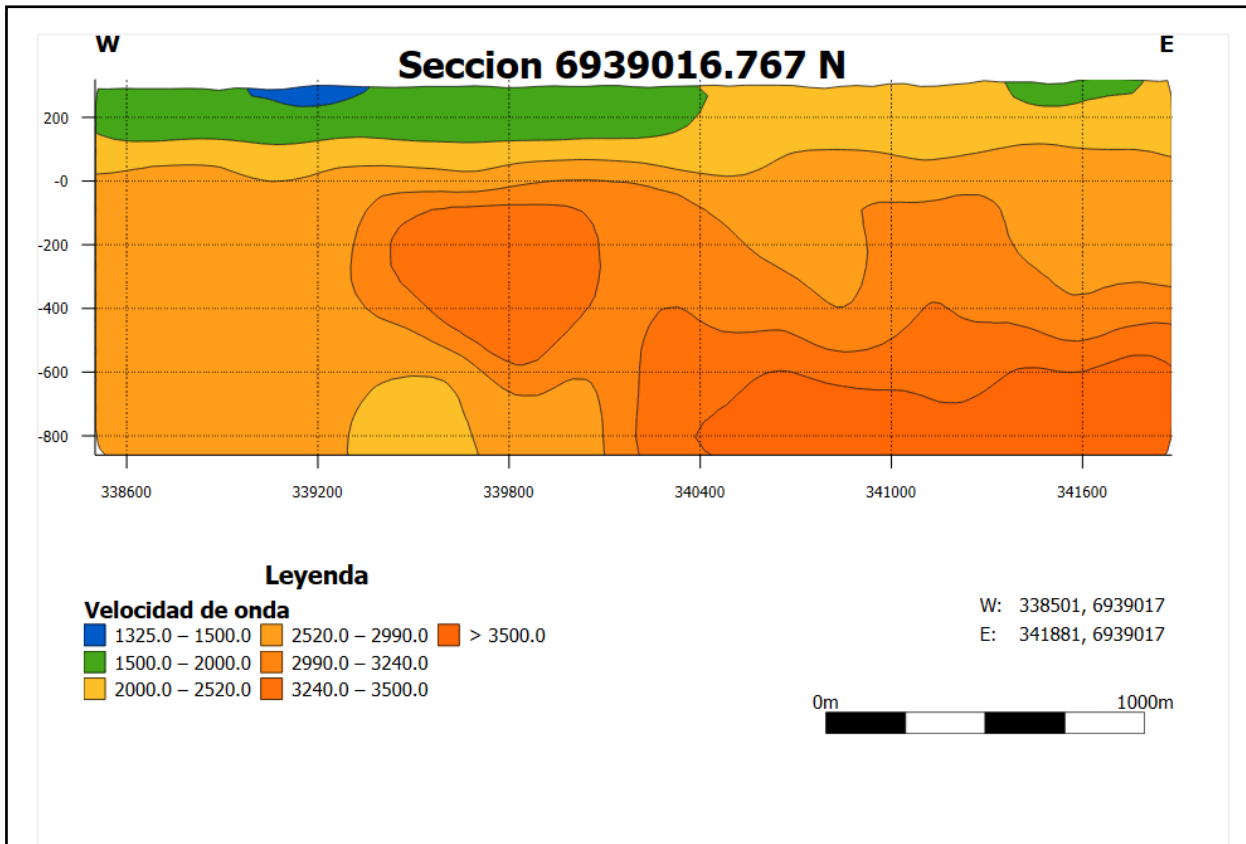


Figura 52: Sección 6939016.767 N del modelo 3D

Al considerar todos estos datos reflejados del análisis de IP, magnetometría, mapa geológico y modelos de velocidad de onda mediante la detallada selección de secciones expuesto previamente, finalmente se logra obtener una zona de interés para definir un flanco de exploración en la parte central del área como se muestra en la figura 53 mediante un círculo negro. Esta área se delimitó debido a su proximidad a fallas y las velocidades de onda intermedias que se desvían de la respuesta de baja velocidad de la cobertura sedimentaria, en conjunto con las secciones creadas y reveladas anteriormente.

En la figura 53 el modelo está desde una vista en planta destacando sólo el nivel de mineralización obtenido a partir de *Geode* que se representa mediante el color amarillo para tener una idea de dónde la mineralización está más cercana a la superficie. Además, de la información de IP junto con el marco estructural de la zona manifestado a través de las líneas negras segmentadas.

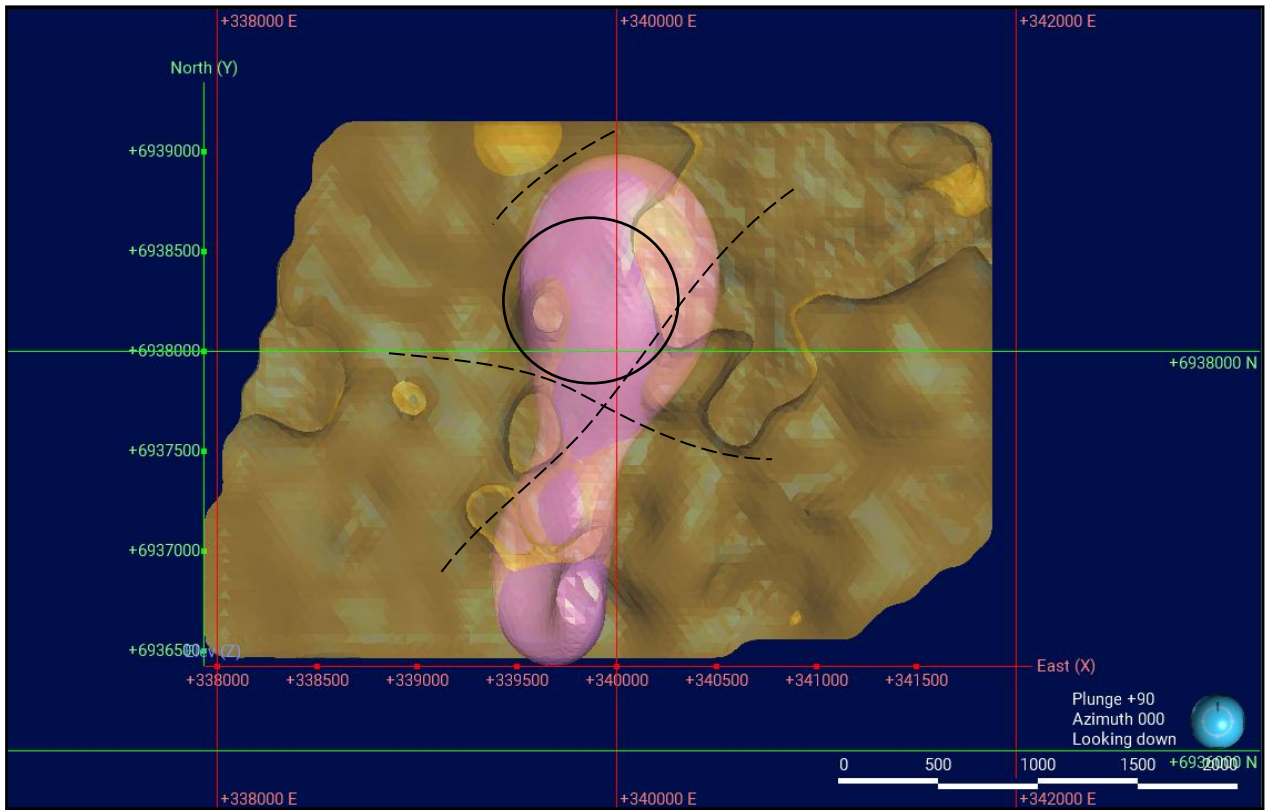


Figura 53: Área a definir un posible flanco de exploración

6. DISCUSIÓN

La tomografía de ruido ambiental es una opción viable de bajo costo que puede superar a los métodos geofísicos convencionales al obtener imágenes a unos pocos kilómetros de profundidad. Sin embargo, en la actualidad no pertenece a los enfoques principales especialmente a causa de la falta de experiencia en la industria (Gal *et al.*, 2024).

La integración de tomografía de ruido ambiental con otros conjuntos de datos geofísicos, como el magnetismo, IP, los estudios de gravedad, entre otros, ofrece una visión multifacética de las estructuras del subsuelo y la distribución de la litología mineralizada. La información de profundidad sólida obtenida de los modelos de velocidad de ANT podría utilizarse para limitar el modelado de estos conjuntos de datos de campo, mejorando la precisión de las técnicas geofísicas más comúnmente aplicadas en la exploración de IOCG (Jones *et al.*, 2024).

La eficacia de la integración de los métodos mencionados anteriormente se puede ver expresado en los estudios realizados en el depósito *Hillside Iron Oxide-Copper-Gold* (IOCG) en el sur de Australia, donde se compararon datos existentes magnéticos, de gravedad, de polarización inducida, perforación y los modelos de velocidad ejecutados a partir de *Geodes*. El método de tomografía de ruido ambiental capturó con precisión el marco estructural del IOCG de *Hillside* hasta un kilómetro, y permitió confirmar dos áreas de interés en el depósito, una al norte y otra al oeste, lo que se traduce en una posible extensión del yacimiento *Hillside*. La eficacia demostrada en este estudio sugiere una aplicabilidad más amplia para la exploración de yacimientos IOCG donde lo estructural es un factor de control en la mineralización, donde la cobertura obstaculiza las técnicas cercanas a la superficie y, en particular, donde la geología con inclinaciones pronunciadas escapa a la obtención de imágenes (Jones *et al.*, 2024).

Otro caso de estudio ejecutado con éxito mediante *Geode* es el proyecto *Finniss* de *Core Lithium* al norte de Australia. En esta mina de litio se evidenció una excelente correlación entre los resultados de estos dispositivos con un cuerpo de pegmatita interpretado a partir de perforaciones en profundidades superiores a 500 m (Canadian Mining Journal, 2022).

A modo de completar lo dicho anteriormente, se adiciona el caso de *Coda Minerals*, donde se desplegaron *Geodes* en el depósito *Emmie*. El prospecto *Emmie* forma parte del proyecto de cobre *Elizabeth Creek* de *Coda*, que se encuentra a 100 km al sur de *Olympic Dam* en el sur Australia. Los estudios de tomografía sísmica ambiental han identificado una estructura sólida que tiene una asociación con la mineralización de cobre y cobalto, y estudios de anomalía gravitacional. La interpretación del modelo de velocidades proporcionó una comprensión más profunda del sistema IOCG de *Emmie*, que se encuentra debajo de la estratigrafía con potencial para la mineralización de cobre alojada en sedimentos (*Fleet Space Technologies*, 2023).

7. CONCLUSIÓN

La combinación de diversas técnicas como la magnetometría, el método de polarización inducida (IP), los modelos de velocidad de onda y los mapas geológicos, resulta fundamental para la identificación y evaluación de áreas con posible interés económico en minería. Cada una de estas metodologías proporciona información complementaria que, al integrarse, permite una comprensión más completa de la geología subyacente presente en la zona.

La magnetometría permite identificar anomalías magnéticas relacionadas con la presencia de cuerpos minerales ferromagnéticos, lo que ayuda a delimitar áreas con posibles depósitos. Por su parte, el método IP es particularmente útil para detectar anomalías asociadas a la mineralización, proporcionando una visión detallada de las variaciones en la resistividad del subsuelo, las cuales pueden estar vinculadas a concentraciones de minerales de interés. Los modelos de velocidad de onda, generados a partir de datos sísmicos, contribuyen al entendimiento de las propiedades del subsuelo, permitiendo identificar capas de diferente composición que podrían estar relacionadas con estructuras geológicas y áreas mineralizadas. Finalmente, los mapas geológicos, al ofrecer un marco de referencia regional y local, permiten correlacionar las anomalías geofísicas con las características geológicas, facilitando la interpretación y el diseño de futuras exploraciones.

La integración de estos métodos aumenta la precisión en la identificación de áreas potencialmente mineralizadas, como lo fue en este caso, que gracias a la incorporación de diversos métodos geofísicos se determinó un área de interés con potencial mineralización. Este enfoque multidisciplinario es esencial para mejorar la toma de decisiones en la planificación de proyectos mineros, incrementando las probabilidades de éxito y reduciendo los riesgos inherentes a las futuras operaciones.

Además, el descubrimiento de depósitos bajo cobertura como Palo Negro, representa un avance estratégico clave para el desarrollo de la minería en Chile, especialmente considerando que muchas áreas superficiales ya han sido ampliamente exploradas. La exploración bajo cobertura permite acceder a recursos ocultos en regiones donde la mineralización no es evidente debido a capas de sedimentos, suelos o formaciones superficiales, abriendo nuevas oportunidades en territorios hasta ahora desestimados, integrando innovaciones tecnológicas que permiten explorar con mayor

precisión y menor impacto ambiental. Esto no solo agrega valor económico al país, sino que también refuerza el compromiso con prácticas mineras responsables.

REFERENCIAS

- BARRA, F., REICH, M., SELBY, D., ROJAS, P., SIMON, A., SALAZAR, E., & PALMA, G. 2017. Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotope approach. *Ore Geology Reviews*. Vol. **81**, 62-78.
- BARNETT, C. T., & WILLIAMS, P. M. 2005. Mineral exploration using modern data mining techniques. *Wealth Creation in the Minerals Industry: Integrating Science, Business, and Education* (Doggett, M. & Parry J, editors). Society of Economic Geologists, Inc: 295-299. Colorado.
- BLANCO, N., GODOY, E., & MARQUARDT, C. 2003. Carta Castilla-Total Bajo. Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica*. N° 77-78: 39.
- BRENGUIER, F., CAMPILLO, M., HADZIIOANNOU, C., SHAPIRO, N., NADEAU, R., & LAROSE, E. 2008. Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations. *Science*. Vol. **321**, 1478-1481.
- CAMUS, F. 2003. Geología de los sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. SERNAGEOMIN. p.267. Santiago.
- CANADIAN MINING JOURNAL. 2022. Fleet's earth scanning technology successfully trialed at lithium project in Australia. <https://www.canadianminingjournal.com/news/fleets-earth-scanning-technology-successfully-trialed-at-lithium-project-in-australia/> (acceso diciembre 2024).
- CARMONA, O. 2000. Rocas en zonas de falla. *Dyna*. Vol. **129**, 72.
- CASTRO, V. H. E., & CAMPOS, X. 2018. ¿Qué son los SISMOS, dónde ocurren y cómo se miden?. *Revista Ciencia*, 69(3).
- CHARRIER, R., PINTO, L., RODRIGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W. editors). *The Geological Society*: 21-114. Londres.
- CREIXELL, C., FUENTES, J., BIERMA, H., SALAZAR, E. 2015. Tectónica regional y metalogénesis asociada al emplazamiento de la franja de pórfidos cupríferos cretácicos del norte de Chile (28°-30°S). XIV Congreso Geológico Chileno. p. 134.
- CURRIE, J. 2004. Report on diamond drill program, Santa Candelaria Property, Annie IOCG Project. Report to Solomon Resources Ltd Hoover.

- FLEET SPACE TECHNOLOGIES. 2023. Coda Minerals Optimises its Discovery Process for IOCG Mineralisation. <https://www.fleetspace.com/resources/coda-minerals-optimises-its-discovery-process-for-iocg-mineralisation> (acceso diciembre 2024).
- FRAIRE, J., CÉSPEDES, S., & ACCETTURA, N. 2019. Direct-to-satellite IoT-a survey of the state of the art and future research perspectives: Backhauling the IoT through LEO satellites. In International Conference on Ad-Hoc Networks and Wireless (pp. 241-258). Cham: Springer International Publishing.
- GAL, M., OLIVER, G., LECOCQ, T., & GUNNER, G. 2024. Assessing the Accuracy and Feasibility of Ambient Noise Tomography for Copper Exploration: Insights from Synthetic Data Generation with Realistic Geological Models (No. EGU24-13672). Copernicus Meetings.
- GONZÁLEZ, G., & CARRIZO, D. 2003. Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, (23 40'S), norte de Chile. *Revista geológica de Chile*. Vol. **30(2)**, 223-244.
- GROVES, D., BIERLEIN, F., MEINERT, L., & HITZMAN, M. 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*. Vol **105(3)**, 641-654.
- JONES, T., OLIVIER, G., MURPHY, B., COLE, L., WENT, C., OLSEN, S., ... & BURROWS, D. 2024. Real-Time Ambient Seismic Noise Tomography of the Hillside Iron Oxide–Copper–Gold Deposit. *Minerals*. Vol. **14(3)**, 254.
- JORQUERA, R.B., PORTIGLIATI, N.C., VIVALIO, S.W. DIAZ, A.C. 2003. Yacimientos metalíferos de las Cortas Castilla y Totoral Bajo. Carta Geológica de Chile. Series Recursos Minerales y Energéticos N° 23.
- KLEIN, D., CAMPBELL, D., & DU BRAY, E. 1995. Geophysical methods in exploration and mineral environmental investigations. Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposit models: *USGS Open-File Report*. Vol. **95(831)**, 19-27.
- KVAMME, K. 2006. Magnetometry: Nature's gift to archaeology. *Remote sensing in archaeology: An explicitly North American perspective*, 205-233.
- LEBEL, L. 2007. Hornitos Property, geophysical compilations. Dic 21, 2007. Memo to Aldershot Resources Ltd.
- MARSCHIK, R. & FONTBOTÉ, L. 2001. The Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Cu-Au (Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*. Vol. **96**, 1.799-1.826.

- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS. 2004. Cuenca del Río Copiapó. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/server/api/core/bitstreams/ab1dc1b4-fba0-4445-8cf0-a81478d05954/content> (acceso agosto 2024).
- NOVOA, J., TRACOL, Y., & LÓPEZ, D. 2008. Paisajes eco-geográficos de la Región de Atacama. *Libro Rojo la Flora Nativa y los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región Atacama* (Eds. Squeo, FA, Arancio, G. & Gutiérrez, JR), 13-24.
- OLIVIER, G., BORG, B., TREVOR, L., COMBEAU, B., DALES, P., GORDON, J., ... & PEARSON, M. 2022. Fleet's geode: A breakthrough sensor for real-time ambient seismic noise tomography over DtS-IoT. *Sensors*. Vol. **22**(21), 8372.
- OYARZUN, R., RODRIGUEZ, M., PINCHEIRA, M., DOBLAS, M., & HELLE, S. 1999. The Candelaria (Cu-Fe-Au) and Punta del Cobre (Cu-Fe) deposits (Copiapó, Chile): a case for extension-related granitoid emplacement and mineralization processes?. *Mineralium Deposita*. Vol. **34**, 799-801.
- SÁNCHEZ, F., CARBAJAL, M., RODRÍGUEZ, J., ÁVILA, R., & RODRÍGUEZ, A. 2018. Recuperación de la función de Green mediante ruido sísmico. *Investigación y Ciencia de la Universidad Autónoma de Aguascalientes*. Vol. **26(73)**, 49-57.
- RUIZ, J., CATALÁN, F., & LAGÓSTENA, L. 2023. La aplicación de la magnetometría sobre el yacimiento y el procesamiento de sus datos.
- SHAPIRO, N., & CAMPILLO, M. 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*. Vol **31(7)**.
- SHEARER, P. 2009. Introduction to Seismology. 2º Ed. Cambridge University Press. Cambridge, Reino Unido.
- SHERIFF, R. 2002. Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. 4º Ed. Society of 59 Exploration Geophysicists.
- SKIRROW, R. 2022. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits—A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. *Ore Geology Reviews*. Vol. **140**: 104569.
- STEIN, S. & WYSESSION, M. 2003. An Introduction to Seismology, Earthquake, and Earth Structure. Blackwell Publishing. Oxford, Reino Unido.
- WISE, D., DUNN, D., ENDELGER, J., GEISER, P., HATCHER, R., KISH, S., ODOM, A., SCHAMEL, S. 1984. Fault-related rocks: Suggestions for terminology. *Geology*. Vol. **12**, 391-394.

TELFORD, W., GELDART, L., & SHERIFF, R. 1990. Applied geophysics. 2^a ed. United Kingdom. Cambridge university press. 578-609.

VELOSO, E., NEIRA, S., SIÑA, A., VIVANCO, M., CEMBRANO, J., HEUSER, G., & GARRIDO, I. 2015. Etapas de alteración/mineralización en el depósito de Dominga (Fe-Cu), Región de Coquimbo. *XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile*.

YANG, Y., & RITZWOLLER, M. 2008. Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol **9(2)**.

ANEXOS

Anexo 1: Resistividad y cargabilidad

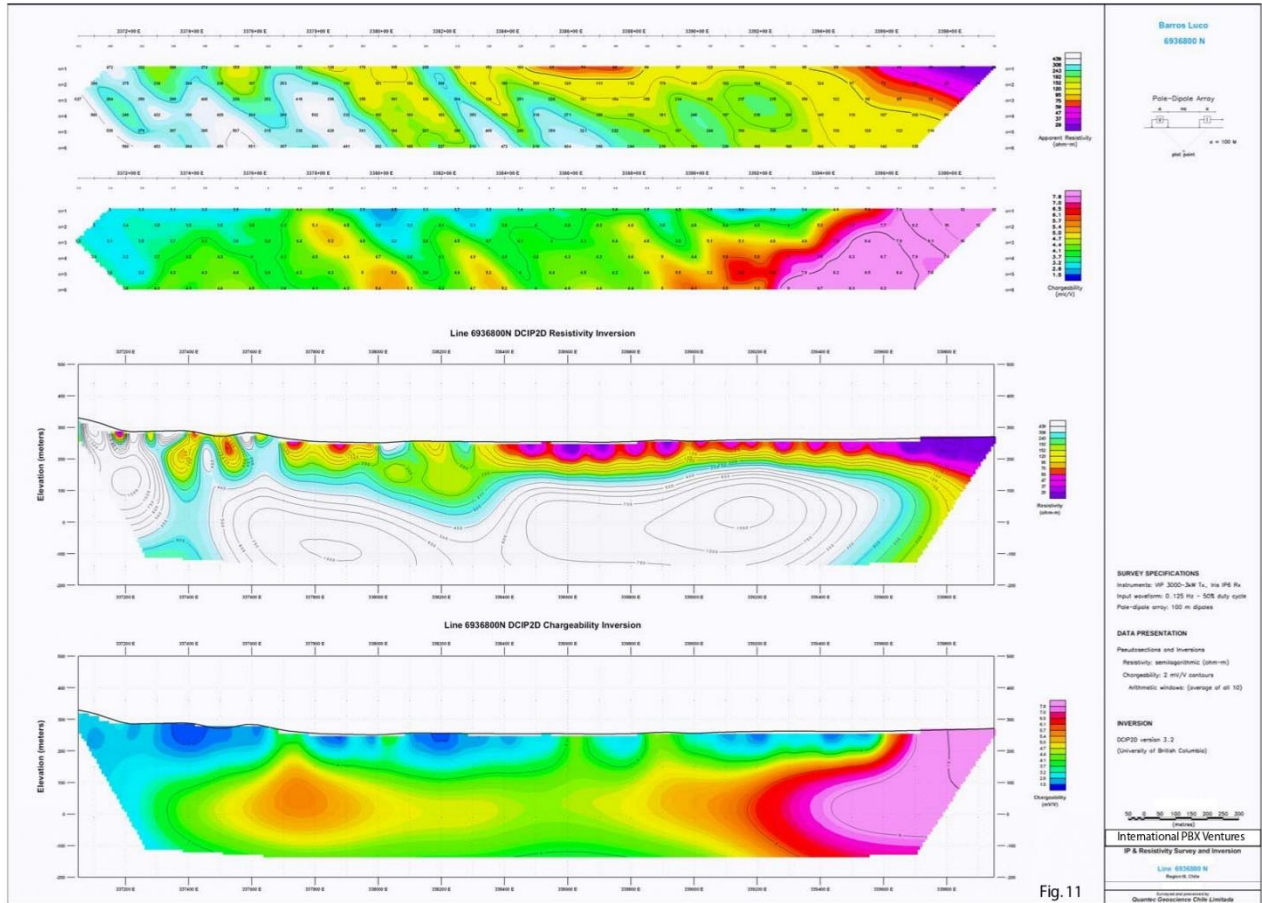


Fig. 11

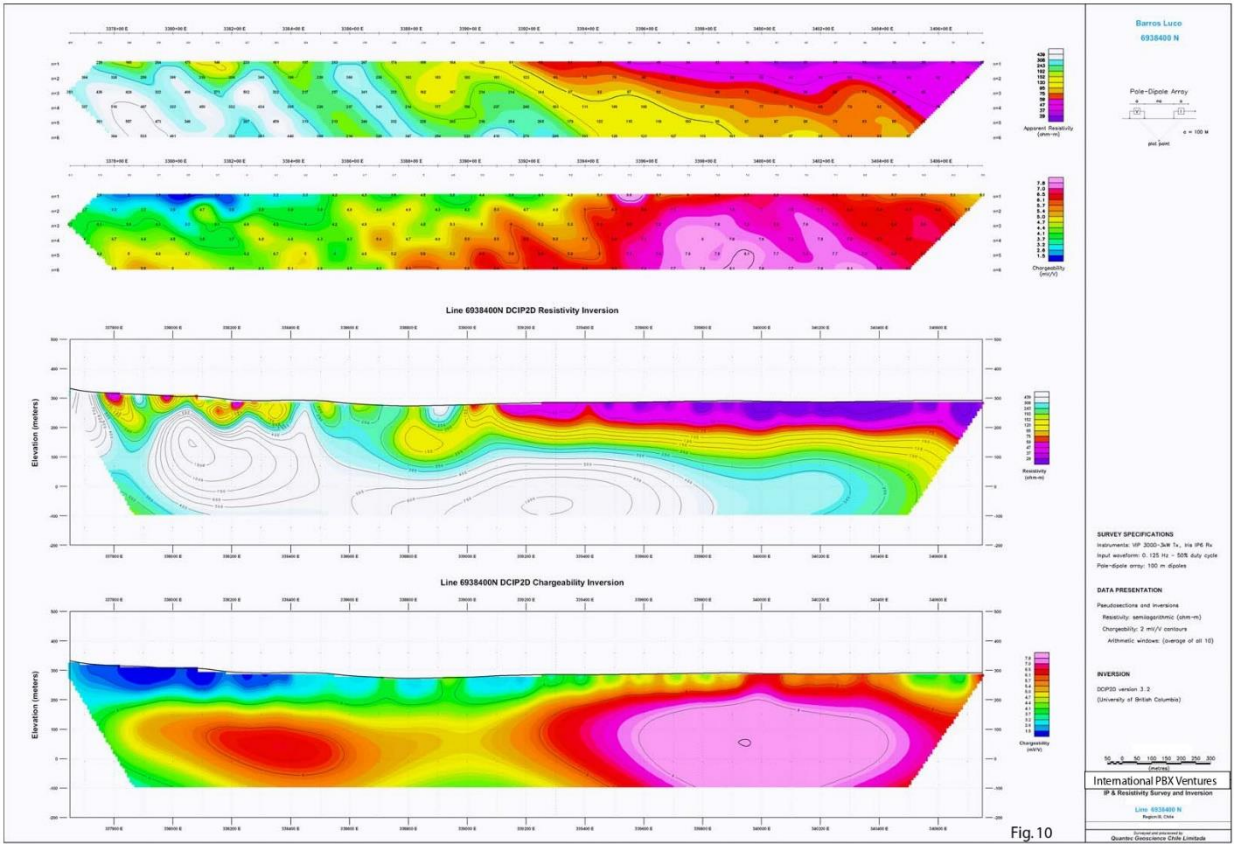
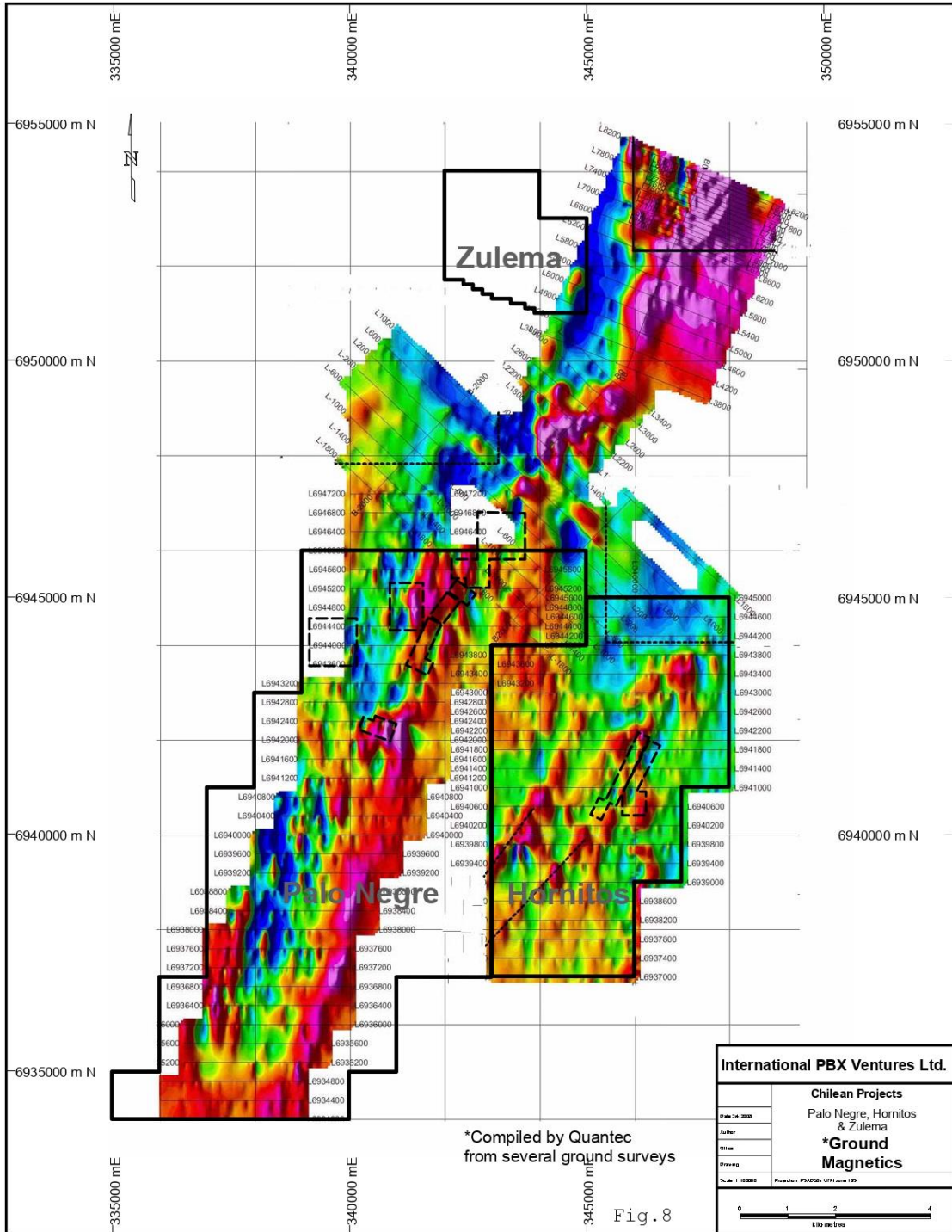


Fig.10

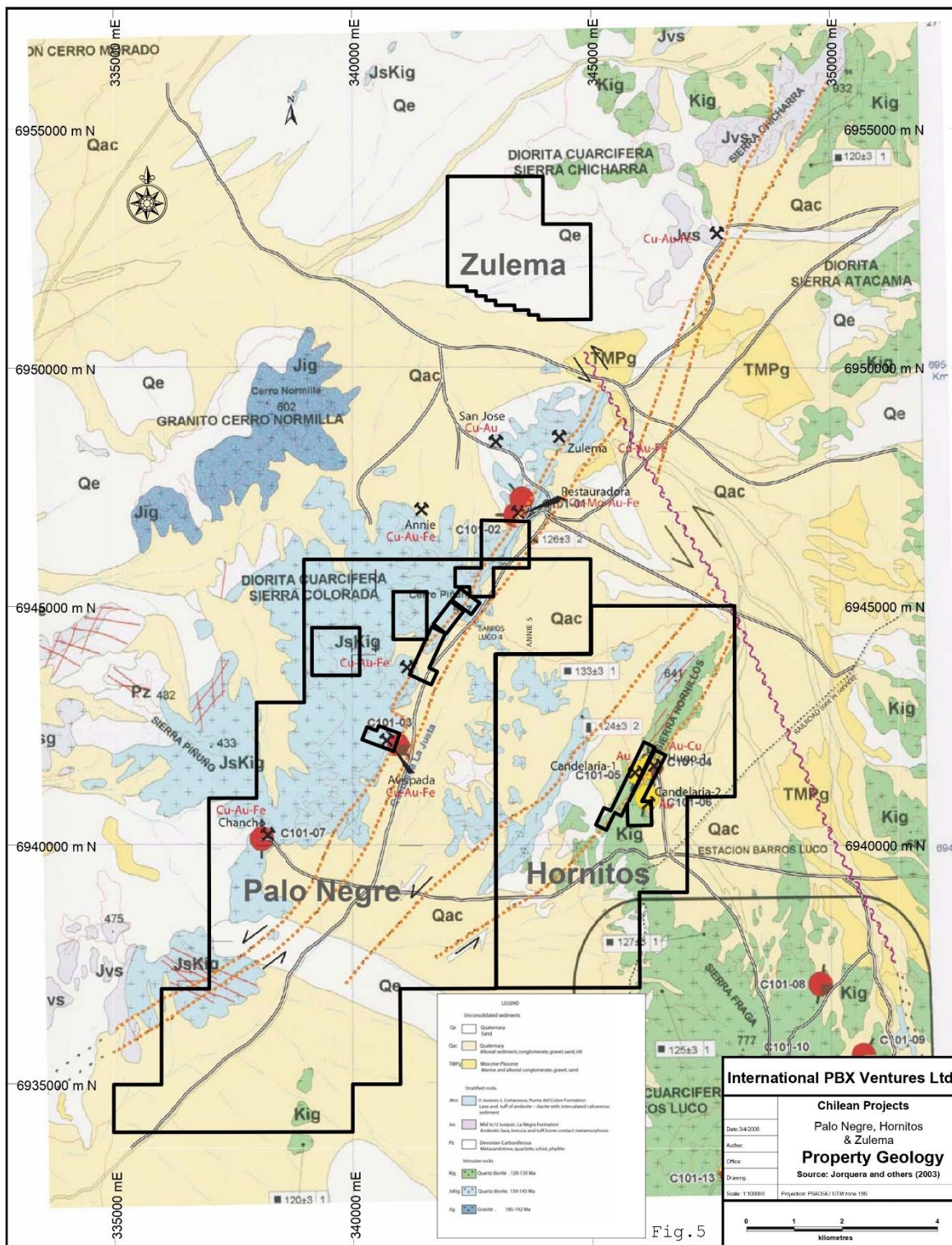
Anexo 2: Magnetometria



Anexo 3: Velocidades de onda mínimas y máximas según litología.

Unidad litológica	Min Vs (m/s) *	Max Vs (m/s) *
Depósito aluvial	500	1443
Monzodiorita / Traquidacita	2500	3700
Arenisca	1400	2700
Conglomerado	1385	3300
Volcanoclastica	1345	2777
Basalto	3300	4000
Andesita	3060	3300

Anexo 4: Mapa geológico de Palo Negro. Extraído de Jorquera *et al.*, 2008



Anexo 5: Procedimiento detallado para identificar zona de interés en el modelo combinado.

