

# Aportes a la investigación del sistema geotérmico del volcán Azufral en Colombia mediante modelos 2D de magnetotelúrica

Gilbert Rodríguez-Rodríguez<sup>1</sup> 

<sup>1</sup>Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Colombia. gfrodríguez@sgc.gov.co

## Resumen

Este trabajo presenta la modelación de la estructura resistiva del subsuelo para el área geotérmica del volcán Azufral, de acuerdo con sondeos magnetotelúricos (MT) y a partir del procesamiento de información adquirida en 140 estaciones de MT, cuyos tiempos de registro en promedio fueron de 24 horas, lo que permitió obtener datos de  $10^4$  a  $10^{-2}$  Hz. Se realizaron también 39 sondeos por transitorios (TDEM) para controlar el desplazamiento de *static shift*. Inversiones 2D han permitido determinar que la estructura resistiva del área se caracteriza por focos de anomalías conductivas entre  $1-10 \Omega \cdot m$ , intermedias entre  $10-100 \Omega \cdot m$  y zonas resistivas con valores  $>100 \Omega \cdot m$ . Las anomalías resistivas superficiales con espesores de 200 a 500 m se asociaron a depósitos piroclásticos no alterados, y las profundas, con espesores de más de 4 km al basamento, que en la zona de investigación correspondería con el grupo Diabásico. Las zonas de anomalías conductivas que se extienden lateralmente por toda el área de estudio, con un espesor aproximado de 2 km, se asocian con capas arcillosas que formarían el sello del sistema geotérmico. Las anomalías con valores intermedios pueden deberse a variaciones de la temperatura del sistema geotérmico creando minerales de distinta conductividad como la illita, biotita y clorita, entre otros.

**Palabras clave:** Magnetotelúrica del volcán Azufral; Sistema Geotérmico Azufral; TDEM; Basamento Grupo Diabásico.

## Contributions to the investigation of the geothermal system of the Azufral volcano in Colombia through 2D magnetotelluric models

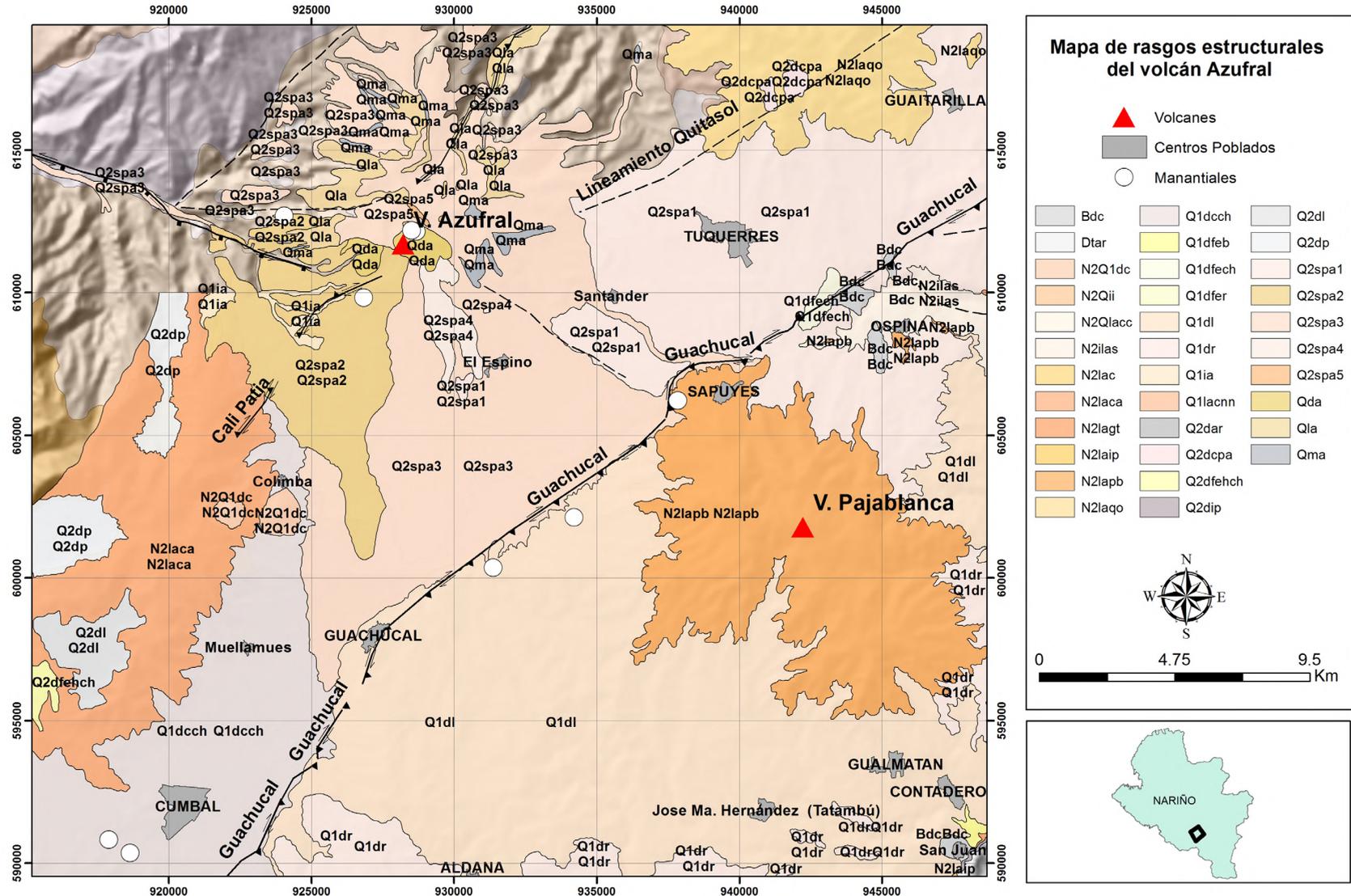
### Abstract

This work presents the modeling of the resistive structure of the subsoil for the geothermal area of the Azufral Volcano. The structure was adapted according to magnetotelluric soundings (MT) and from the information processing acquired in 140 MT stations, whose average recording times were 24 hours. These allowed to obtain data from  $10^4$  to  $10^{-2}$  Hz and 39 transient soundings (TDEM) have also been carried out to control the displacement of *static shift*. 2D inversions have made possible to determine that the resistive structure of the area is characterized by focus of conductive anomalies between  $1-10 \Omega \cdot m$ , intermediate between  $10-100 \Omega \cdot m$  and resistive zones with values  $>100 \Omega \cdot m$ . The superficial resistive anomalies with thicknesses of 200 to 500 m were associated with unaltered pyroclastic deposits and the deep ones with thicknesses of more than 4 km to the basement, which in the research area would correspond to the Diabasic group. The zones of conductive anomalies, which extend laterally throughout the study area with an approximate thickness of 2 km are associated with clayey layers that would form the seal of the geothermal system. The anomalies with intermediate values may be due to variations in the temperature of the geothermal system, creating minerals of different conductivity such as Illite, biotite, and chlorite, among others.

**Keywords:** Magnetotelluric of Azufral Volcano; Azufral Geothermal System; TDEM; Diabasic Group Basement.

Forma de citar: Rodríguez-Rodríguez, G. (2023). Aportes a la investigación del sistema geotérmico del volcán Azufral en Colombia mediante modelos 2D de magnetotelúrica. *Boletín de Geología*, 45(2), 51-63. <https://doi.org/10.18273/revbol.v45n2-2023003>





Gilbert Rodríguez-Rodríguez

Figura 2. Mapa de rasgos estructurales del volcán Azufral. Geología Estructural: Rodríguez y Rueda-Gutiérrez (2017). Mapa geológico escala 1:25000: Pinilla *et al.* (2006). Mapa geológico escala 1:100.000: González *et al.* (2002) (geología con mayor contraste de relieve, zona superior izquierda del mapa).

### **Falla Cali-Patía**

Es una falla en dirección NE de tipo inversa con componente de rumbo y buzamientos medios a altos hacia el SE (Pachón, 2006; Ortiz, 2013).

### **Falla Río Guabo**

Es una falla con orientación NW de tipo normal con componente de rumbo sinistral con planos de falla que buzaban en dirección SW (Rodríguez y Rueda-Gutiérrez, 2017).

### **Falla Guachucal**

Es una falla que cruza el altiplano nariñense en sentido NE, aunque tiene variaciones en el rumbo de su trazo. Al SW del municipio de Guachucal, el rumbo es NNE con carácter inverso, mientras que hacia el NE del municipio su componente es principalmente de rumbo (Rodríguez y Rueda-Gutiérrez, 2017).

### **Lineamiento Azufral-Sapuyes**

Es un lineamiento en dirección NW que controla el trazo de varias quebradas (Rodríguez y Rueda-Gutiérrez, 2017).

### **Lineamientos Quebrada el Baño y Quitasol**

Tiene direcciones predominantes NE, y se considera como representaciones superficiales que muestran continuidad o que por sus rasgos morfológicos marcados pueden asociarse al sistema estructural de otras fallas geológicas (Rodríguez y Rueda-Gutiérrez, 2017).

## **Metodología**

### **Datos de MT**

En cada estación adquirida se registraron cinco componentes electromagnéticas de AMT y MT; tres magnéticas Hx, Hy, Hz; dos de ellas (Hx medido en NS, Hy medido en EW) usadas para medir el campo magnético horizontal, y la otra (Hz medido en la vertical), para medir el campo magnético vertical. Esto se realizó mediante el uso de sensores magnéticos. Las dos componentes restantes (Ex, Ey) son eléctricas, que se encargan de registrar el campo eléctrico del sitio donde se ha instalado el equipo, realizado mediante electrodos no polarizables. Con el fin de representar esta información en el dominio de las frecuencias, se aplicó el algoritmo robusto de decimación en cascada, propuesto por Jones y Jödicke (1984), y el cual está implementado en el *software* SSMT2000 de la compañía Phoenix Geophysics Ltda., en el que mediante el cálculo de la transformada rápida de

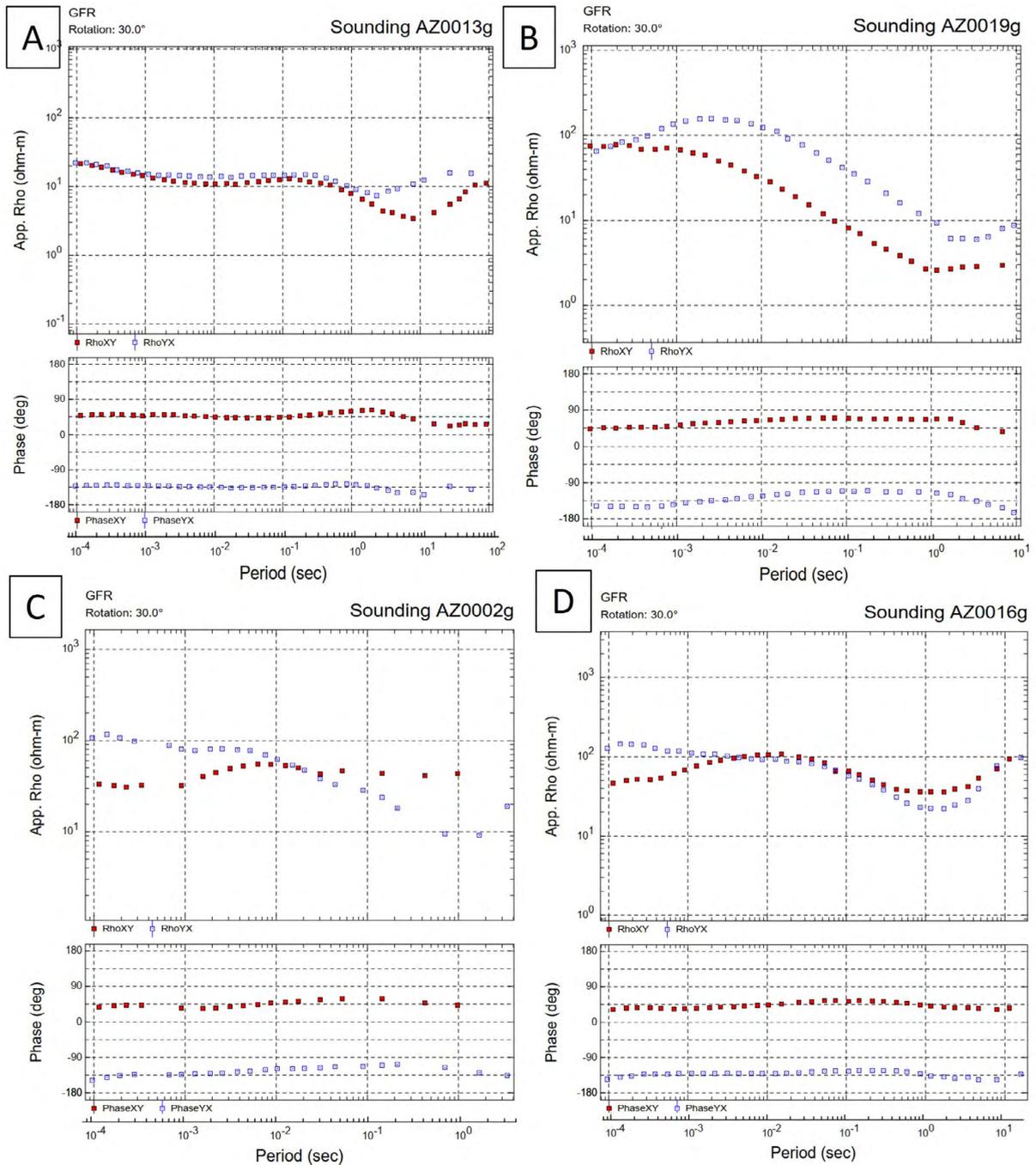
Fourier se estimaron las curvas de resistividad aparente y de fase. Para la instalación del equipo en campo, este se orientó en cada sitio en dirección al norte magnético. Los sondeos de AMT fueron registrados entre 1 a 1,5 horas, mientras que para los sondeos de MT sus tiempos de medición en promedio fueron de 24 horas.

Después de procesar cada uno de los sondeos de MT haciendo una depuración de frecuencias, se obtuvo una señal limpia y bien estimada en promedio desde los 10000 Hz hasta 0,01 Hz (Figuras 3A, 3B). No se evidenció una gran presencia de *static shift* en el área, sin embargo, hubo sondeos que demostraron desplazamientos verticales promedios de las curvas de resistividad entre los 50 a 70  $\Omega$ -m (Figuras 3C, 3D). Para las frecuencias más bajas que se registraron en las curvas de resistividad, es decir, desde los 0,01 Hz hasta 0,001 Hz, y que fueron muy dispersas, estas se eliminaron de las curvas de resistividad y, por lo tanto, no se tomaron en cuenta para el proceso de modelado 2D.

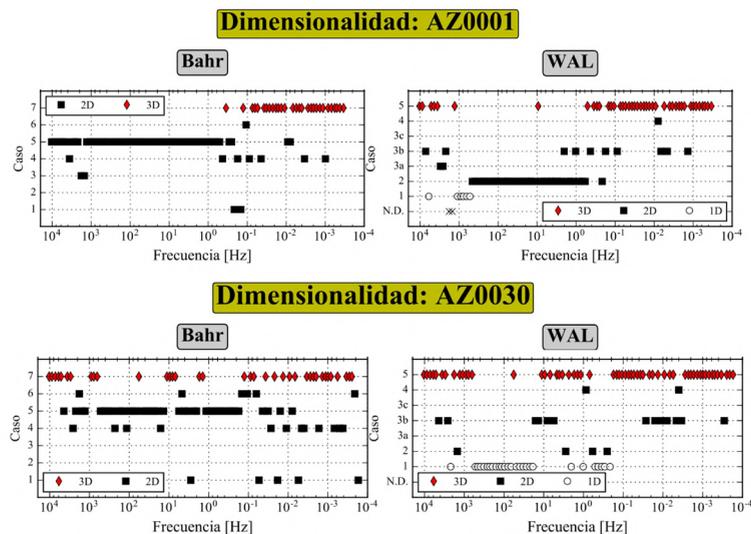
### **Análisis de dimensionalidad**

Los métodos de análisis realizados a los datos de magnetotelúrica estuvieron de acuerdo con las metodologías definidas por Bahr (1988; 1991) y WAL (Martí *et al.*, 2005), que fueron tomados como insumo base para el proceso de inversión 2D. Sus resultados muestran en cada uno de los casos una gran variabilidad de la dimensionalidad estimada 1D, 2D y 3D, como se observa en la Figura 4. En las cuatro primeras décadas de las curvas de resistividad aparente ( $10^4$  Hz a  $10^0$  Hz), se infiere un comportamiento 1D, mientras que la dimensionalidad 2D y 3D se registran y se mezclan en frecuencias más bajas, adquiridas por las bandas del MT, en las frecuencias menores a  $10^1$  Hz.

El proceso para estimar la direccionalidad regional de los datos de MT se realizó basado en la metodología de descomposición de Groom y Bailey (1989) y McNeice y Jones (2001), la cual se focaliza en eliminar el tensor de distorsión, causado por afectaciones galvánicas a pequeña escala e inhomogeneidades en conductividad cerca de la superficie. Usualmente, en el análisis de Groom y Bailey, se descompone el tensor de distorsión en una parte determinable, caracterizada por tres parámetros: *shear*, *twist* y *strike*; y otra indeterminable, formada por la ganancia y la anisotropía. Este análisis utilizó a cada una de las estaciones de MT de forma individual (unisitio – unifrecuencia y multisitio – multifrecuencia) usando el código desarrollado en Fortran por McNeice y Jones (2001) para estimar el rumbo regional electromagnético (*strike*) predominante en el área del volcán Azufral.



**Figura 3.** Curvas de resistividad aparente para los sondeos AZ0002, AZ0013, AZ0016 y AZ0019 del Azufzal. **A** y **B** son sondeos representativos del total de datos que permiten observar una buena calidad de la información debido a una tendencia clara y suavizada en las frecuencias de la resistividad y fase. **C** y **D** corresponden a sondeos que evidencian el desplazamiento vertical entre ambas curvas de resistividad debido a *static shift*.



**Figura 4.** Análisis de dimensionalidad de acuerdo con los métodos de Bahr y WAL para los sondeos AZ0001 y AZ0030. Esta visualización muestra la gran variabilidad en la dimensionalidad 1D, 2D y 3D observable en frecuencias altas y bajas para cada sondeo del área geotérmica del Azufral. En las gráficas se presenta en el eje de las abscisas el registro de las frecuencias que se obtuvo para cada sondeo de AMT-MT, mientras que, en el eje de ordenadas, los casos hacen referencia a la clasificación que define la dimensionalidad del tensor de impedancia en cada uno de los sondeos, a partir de la aplicación de los métodos de Bahr y WAL.

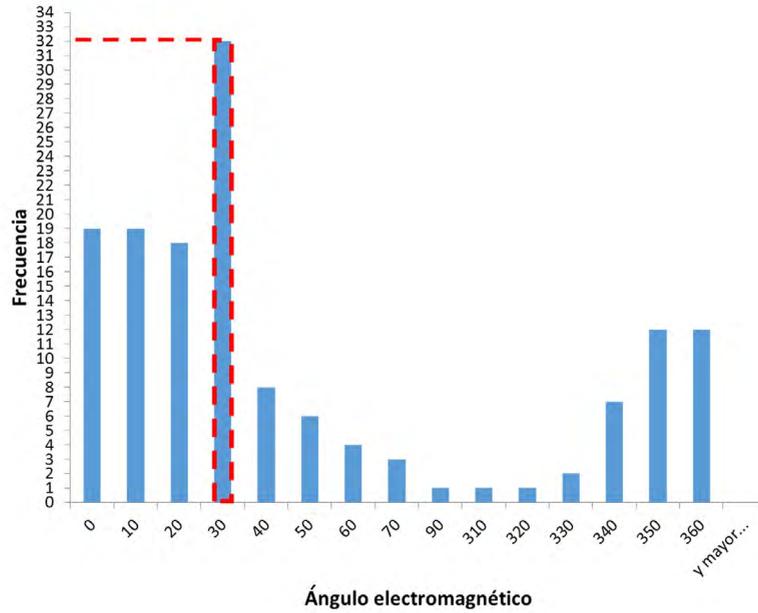
En este sentido, su aplicación consistió en incluir dentro del proceso iterativo todas las frecuencias de cada uno de los sondeos de MT (periodos entre 0,0001 a 1000 s), usando un error floor de 3,5% y dejando inicialmente los parámetros de *shear* y *twist* sin ningún tipo de constreñimiento, con el fin de calcular estadísticamente su moda y así estimar el valor más estable de estos parámetros. Luego, el proceso se repitió ejecutando el código de forma iterativa con los valores estimados de la moda para el *shear* y el *twist*, enfocado en que el RMS obtenido del ajuste entre las curvas de resistividad original (registradas en campo) y la constreñida por los parámetros de distorsión, se encontrara por debajo de 2 unidades. De esta manera, se acepta el valor de *strike* electromagnético arrojado por este método de descomposición, usado posteriormente para hacer la rotación al tensor de impedancias de cada uno de los sondeos de Azufral para el modelado 2D.

Ahora bien, y de acuerdo con la metodología anterior, se obtuvo un *strike* específico para cada estación magnetotelúrica, con lo que posteriormente se decidió realizar un análisis estadístico basado en la construcción de un histograma (Figura 5) que pudiera mostrar de una forma clara el valor del rumbo electromagnético más representativo del área de estudio. De aquí se obtuvo que, un valor de 30° cumple con dicha condición, aunque por la ambigüedad de 90° que trae consigo esta metodología, se debió considerar también un ángulo de 120°. Para discernir entre esta situación, se recurrió a realizar análisis de los vectores de inducción a diferentes

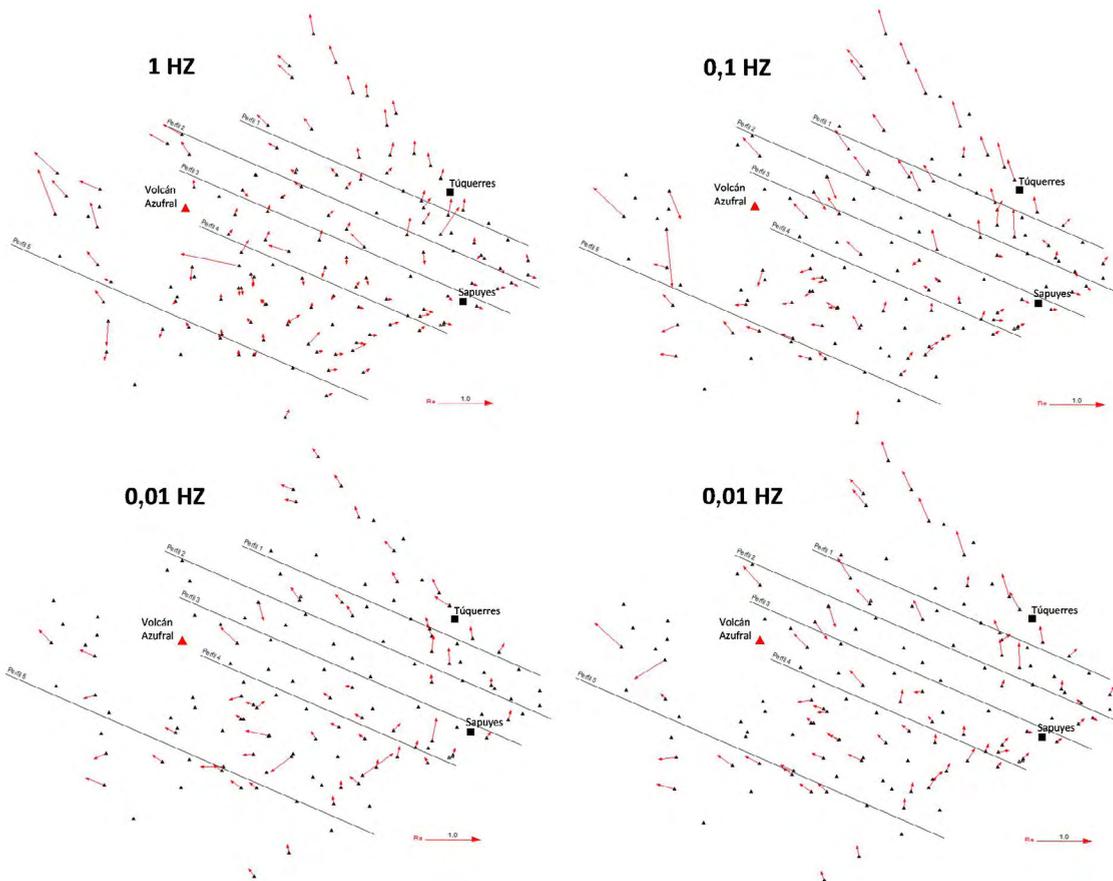
periodos de observación, para la selección del *strike* electromagnético regional.

Los vectores de inducción se usaron aplicando la convención de Parkinson (1959) (Figura 6), en el cual se definieron distintos rangos de frecuencias para evaluar el comportamiento direccional de los vectores respecto a la profundidad.

Con estos resultados, se puede observar que hay una tendencia predominante en dirección NE en el flujo electromagnético, lo cual indica que hay mayores zonas de acumulación de conductividad con esa orientación, lo cual a su vez se puede asociar con la dirección predominante de las estructuras geológicas regionales cartografiadas en superficie, tales como las fallas Cali Patía y Guachucal. Por esta razón, se puede considerar que el *strike* electromagnético regional representativo del área es el de N30°E estimado de forma previa. Finalmente, se realizó la corrección por *static shift* a las estaciones de MT que lo requirieron, posterior a la rotación de 30° del tensor de impedancias de cada sondeo. Para ello, y en primera instancia, se hizo una modelación unidimensional a los sondeos de TDEM, con el fin de obtener sus curvas de resistividad. A partir de aquí se integraron en una sola gráfica las curvas de resistividad de los sondeos de MT y TDEM que tuvieran la misma localización geográfica. Por último, se realizó manualmente el desplazamiento vertical de las curvas de los sondeos de MT para hacerlas coincidir con su curva de TDEM correspondiente.



**Figura 5.** Histograma que visualiza el ángulo electromagnético seleccionado. Las barras representan la frecuencia absoluta (eje vertical) de cada uno de los rumbos electromagnéticos (eje horizontal) estimados bajo el método de descomposición de Groom y Bailey (1989) y McNeice y Jones (2001). En líneas punteadas, se observa el ángulo regional seleccionado más representativo del área de estudio.



**Figura 6.** Mapa de la parte real de los vectores de inducción estimados a 1 Hz, 0,1 Hz, 0,01 Hz y 0,05 Hz.

### Inversión 2D

El desarrollo de los modelos 2D se realizó mediante el algoritmo de gradientes conjugados no lineales (NLCG), implementado en el *software* WinGLink, en donde se plantearon perfiles magnetotelúricos tomando como base principal la dirección del rumbo electromagnético regional estimado en N30°E y que así mismo fue usado para rotar cada sondeo de MT en

esta misma dirección. A partir de este *strike*, se planteó el trazo de 5 perfiles perpendiculares, es decir, a un ángulo de N60°W azimutal. Estos perfiles también fueron propuestos para interceptar las estructuras geológicas regionales como Cali-Patía y Guachucal. Un resumen de los parámetros de inversión 2D usados para cada perfil se presenta en la [Tabla 1](#).

**Tabla 1.** Parámetros del proceso de inversión 2D para los 5 perfiles NW de MT.

Perfil	Modelo homogéneo inicial ( $\Omega \cdot m$ )	Iteraciones	Inversión conjunta	Rango de frecuencias usadas	Error floor				Error floor tipper	Parámetro de suavizado (Tau)	Filas	Columnas	RMS Global
					TM Rho	TE Rho	TM Fase	TE Fase					
1		34									91	136	3,8
2		18									80	119	2,4
3	100	18	TM + TE + Tipper	10 <sup>-4</sup> a 1000 s	7			3,5	0,1	15	82	123	2,1
4		18									73	126	2,5
5		18									69	145	3,2

En cuanto a los resultados de los ajustes de las curvas de resistividad, se puede observar en la [Figura 7](#) cómo las curvas continuas de color azul y rojo (modeladas) se ajustan en gran medida a los datos observados con errores medios cuadráticos que se mantienen por debajo del límite aceptable de 4 unidades. Los ajustes de las curvas de resistividad mediante el proceso de inversión 2D se realizaron con base en la metodología propuesta por [Miensopust et al. \(2011\)](#), quien define un flujo de trabajo en el porcentaje de reducción del error floor durante cada proceso iterativo.

### Resultados

En los resultados se observan anomalías resistivas R1 cerca de la superficie con valores iguales o superiores a los 100  $\Omega \cdot m$ , y con un espesor de 350 metros en promedio a lo largo de toda el área de trabajo. Se observan también anomalías altamente conductivas C1 con valores inferiores o iguales a 2  $\Omega \cdot m$ , con un espesor promedio de 1,2 km y que se localizan a profundidades estimadas desde los 500 m (techo de la anomalía) hasta los 3000 m (valor máximo encontrado en su base). Las anomalías C1 anteriormente descritas se encuentra rodeadas por una de mayor predominancia en el área de exploración, con valores de conductividad intermedios que varían desde los 20  $\Omega \cdot m$  hasta los 100  $\Omega \cdot m$ , con geometrías no definidas, y que pueden alcanzar los 7 km de profundidad de los modelos resistivos. También se identificaron anomalías resistivas R2 con espesores de más de 4 km en promedio, cuyo techo se localiza en 1000 m (valor máximo encontrado al oriente del volcán Azufral) y su base en por lo menos

7 km de profundidad, con valores de resistividad iguales o superiores a 100  $\Omega \cdot m$ .

### Test de sensibilidad

Para definir la profundidad de investigación de cada perfil 2D invertido y la credibilidad de las anomalías resultantes en cada uno de los modelos, se realizaron pruebas de sensibilidad basadas en modelados directos. Para ello, se incluyó manualmente un cuerpo horizontal con conductividad de 30  $\Omega \cdot m$  a una profundidad de 6 km bajo la superficie, y se modificó manualmente con diferentes valores de resistividad uno a uno los cuerpos resistivos y conductivos presentes en los perfiles NW.

En los resultados presentados en la [Figura 8](#) se observa que después del modelado directo, existe una variación en el ajuste del RMS (ver [Tabla 2](#)) de las curvas de resistividad del proceso de inversión 2D a bajas frecuencias, comparado con las curvas resultantes del modelado directo a las mismas frecuencias, pero en presencia del cuerpo de 30  $\Omega \cdot m$ . Esto demuestra que la resolución de los sondeos en superficie alcanza a percibir el contraste de resistividad del cuerpo horizontal inmerso en el modelado 2D. De la misma forma, se analizaron individualmente las anomalías conductivas y resistivas de los modelos inversos 2D. A partir de esto, se concluyó que la profundidad de investigación para los 5 perfiles NW tiene una resolución de 7 km de profundidad, medidos desde la superficie de la cima del volcán (4070 m), y que además las anomalías conductivas y resistivas sí hacen parte íntegra de los modelos 2D resultantes.

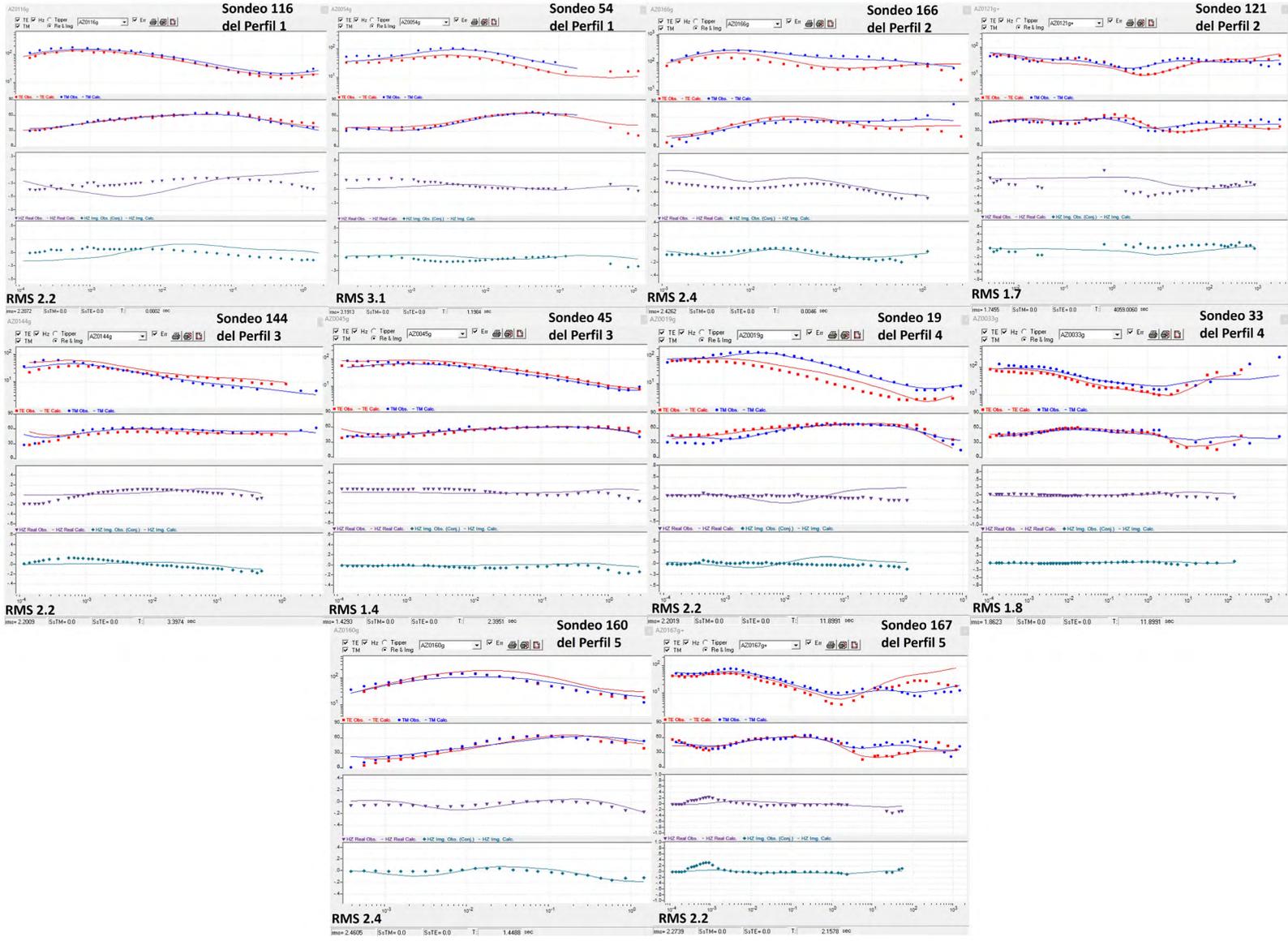
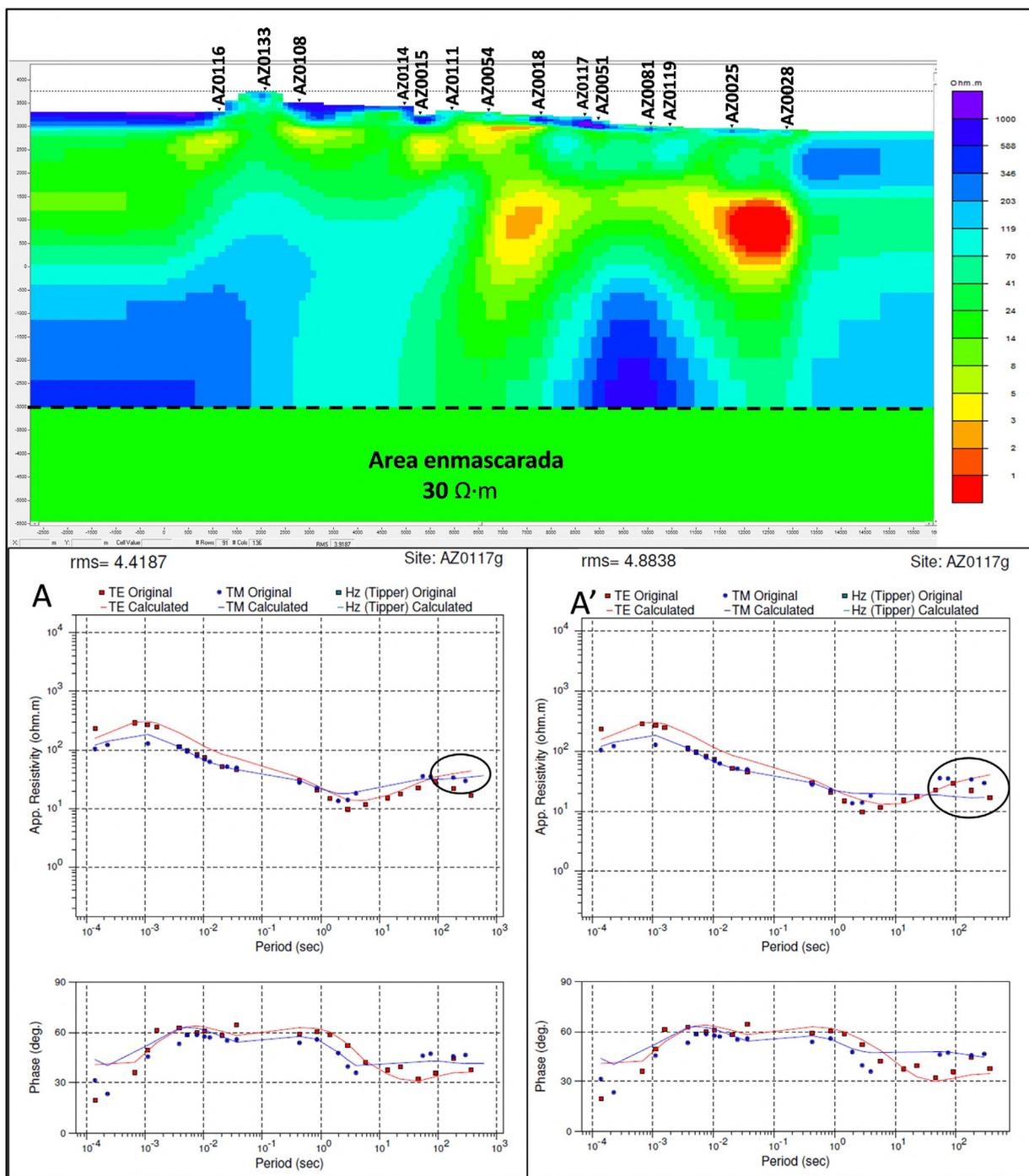


Figura 7. Curvas de resistividad aparente ajustadas después del proceso de inversión 2D. Los puntos azules y rojos son las frecuencias de cada sondaje sin invertir. Las líneas azules y rojas son las curvas ajustadas a cada sondaje, resultado del proceso de inversión 2D.



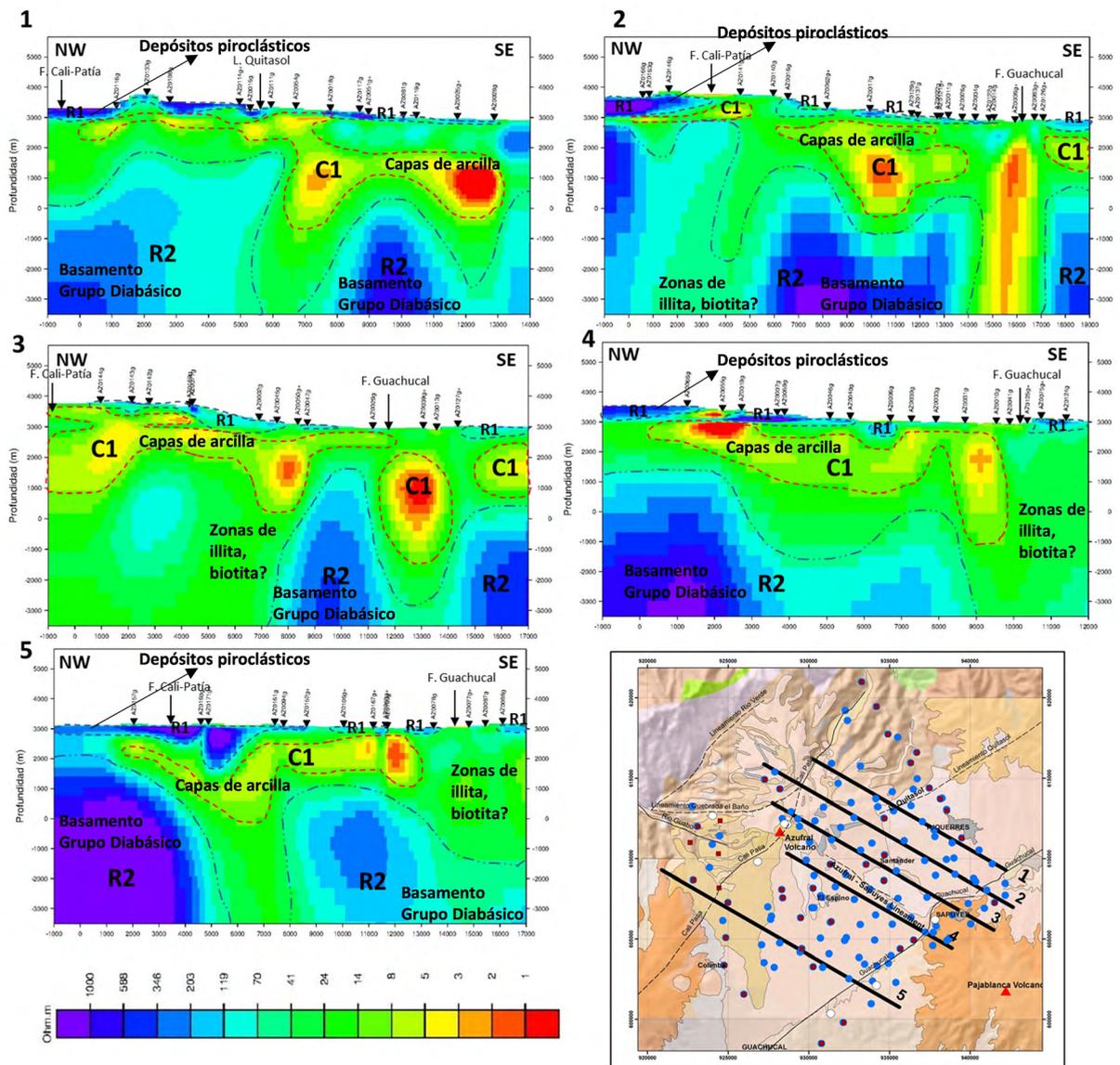
**Figura 8.** Pruebas de sensibilidad en profundidad evaluadas a partir del proceso de modelado directo para el perfil 1 NW. La curva de resistividad A corresponde con el resultado obtenido de la inversión 2D. La curva de resistividad A' muestra el resultado del modelado directo de la prueba de sensibilidad después de enmascarar una zona del modelo en profundidad. Los círculos negros en A y A' muestran cambios en los ajustes de las curvas de resistividad (curvas continuas) a bajas frecuencias, ocasionado por el enmascaramiento del modelo en profundidad.

**Tabla 2.** Resultados obtenidos de los procesos de modelado inverso y directo para los análisis de pruebas de sensibilidad.

Estación	RMS de las curvas del modelado inverso	RMS de las curvas del modelado directo (área enmascarada)	Variación absoluta de los RMS entre el modelado directo y el inverso
AZ0015g	3,72	3,57	0,15
AZ0117g	4,41	4,88	0,47
AZ0119g	4,14	5,42	1,28

**Discusión**

En la **Figura 9** se identifican anomalías resistivas cerca de la superficie, denotadas por R1, y que fueron asociadas a depósitos piroclásticos no alterados, dado que su respuesta eléctrica fue igual y superior a los 100 Ω·m. Esto, a su vez, coincide espacialmente con el mapa de rasgos estructurales de la **Figura 2**, en donde las unidades litológicas cartografiadas en superficie corresponden con depósitos de flujos y oleadas piroclásticas del volcán Azufral (Q2spa2).



**Figura 9.** Interpretación de los modelos magnetotelúricos 2D del volcán Azufral.

Las anomalías conductivas C1 son asociadas a procesos de alteración hidrotermal que forman quizá la capa sello del sistema geotérmico. También la zona con conductividades intermedias que cubre de manera irregular toda el área geotérmica y que en muchos lugares se encuentra envolviendo la posible capa sello del sistema geotérmico puede representar una disminución en la cantidad de arcillas o a un aumento de la temperatura del orden de 180°, con minerales de diferentes conductividades como la illita, epidota, clorita, biotita o actinolita; este comportamiento puede estar relacionado quizás con varias zonas de reservorios geotérmicos (Layugan *et al.*, 2005).

Las anomalías altamente resistivas profundas R2 se interpretaron como el basamento del sistema geotérmico asociado al grupo Diabásico. Este grupo de rocas volcánicas básicas aflora al NW del área de estudio como en zonas del municipio de Tumaco, y ha sido registrado por métodos electromagnéticos que muestran valores de más de 300  $\Omega$ -m, lo cual correspondería con las anomalías reportadas por los modelos 2D.

### Conclusiones

La gran extensión lateral de las anomalías conductivas con valores  $<2 \Omega$ -m podría estar asociada a la capa sello del sistema geotérmico, con espesores de 1,2 km, que alcanza profundidades en su techo de 500 m. Las capas resistivas superficiales que son irregulares en toda la zona son asociadas a depósitos no alterados de flujos piroclásticos del volcán Azufra con espesores de hasta 500 m.

Las zonas con anomalías intermedias de conductividades son asociadas a un aumento de la temperatura del sistema, lo cual altera las rocas y crea minerales de diferentes conductividades como la illita, biotita, entre otros, asociado posiblemente a diferentes reservorios geotérmicos.

Las anomalías resistivas profundas se asocian con el basamento del sistema geotérmico identificado como el grupo Diabásico, y se encuentra aflorando al noroccidente del área de trabajo.

### Agradecimientos

El autor de este trabajo quiere agradecer al Servicio Geológico Colombiano por ser la entidad dedicada al suministro de la información magnetotelúrica. También se agradece especialmente a la coordinadora

del grupo de Geotermia, Claudia Alfaro, por sus aportes y sugerencias para la interpretación de estos resultados.

### Referencias

- Ariana Ltda. (2009). Informe Final operaciones de campo Proyecto Magnetotelúrica Tumaco, Nariño.
- Bahr, K. (1988). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics*, 62, 119-127.
- Bahr, K. (1991). Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 66(1-2), 24-38. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(91\)90101-M](https://doi.org/10.1016/0031-9201(91)90101-M)
- Barrero, D. (1979). Geology of the Central Western Cordiller West of Buga and Roldanillo Colombia. *Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas*, No. 4, Bogotá.
- Bechon, F.; Monsalve, M.L. (1991). Activité récente préhistorique du volcán Azufra (S-W de la Colombie). *Journal of Volcanology*, 99-104.
- Fontaine, E. (1994). Évolution volcanologique et géochimique du volcán Azufra, Colombie, Amérique du Sud. Tesis de Maestría. Université de Montréal, Canadá.
- González, H.; Zapata G.; Montoya, D. (2002). Geología y Geomorfología de la plancha 428 Túquerres. INGEOMINAS, Medellín.
- Groom, R.; Bailey, R. (1989). Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 94(B2), 1913-1925. <https://doi.org/10.1029/JB094iB02p01913>
- Jones, A.M.; Jödicke, H. (1984). Magnetotelluric transfer function estimation improvement by a coherence-based rejection technique. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 51-55. <https://doi.org/10.1190/1.1894081>
- Layugan, D.; Rigor, D.; Apuada, N.; Los Baños, C.; Olivar, R. (2005). Magnetotelluric (MT)

- Resistivity surveys in various geothermal systems in Central Philippines. *World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey.
- Martí, A.; Queralt, P.; Jones, A.; Ledo, J. (2005). Improving Bahr's invariant parameters using the WAL approach. *Geophysical Journal International*, 163(1), 38-41. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02748.x>
- McNeice, G.; Jones, A. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1), 158-173. <https://doi.org/10.1190/1.1444891>
- Miensopust, M.; Jones, A.; Muller, M.R.; García, X.; Evans, R.L. (2011). Lithospheric structures and Precambrian terrane boundaries in northeastern Botswana revealed through magnetotelluric profiling as part of the Southern African Magnetotelluric Experiment. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 116(B2). <https://doi.org/10.1029/2010JB007740>
- Ortiz, O. (2013). Sismotectónica y peligrosidad sísmica en Ecuador. Tesis de maestría. Universidad Complutense de Madrid, España.
- Pachón, M. (2006). Proyecto de investigación sísmica, geológica y geotérmica en el altiplano nariñense. Análisis de patrones de fracturamiento en el altiplano nariñense, tomo II. Convenio interinstitucional 046/2005. INGEOMINAS, Bogotá.
- Parkinson, W.D (1959). Directions of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophysical Journal International*, 2(1), 1-14. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1959.tb05776.x>
- Pinilla, A.; Ríos, P.; Rodríguez, B.; Roa, H.; Ladino, F. (2006). Mapa geológico altiplano Nariñense. INGEOMINAS, Bogotá.
- Rodríguez, G.; Rueda-Gutiérrez, J. (2017). Geología estructural del área geotérmica del volcán Azufral, Informe. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.

---

---

Fecha de recibido: 27 de diciembre de 2021

Fecha de aprobado: 28 de abril de 2023

---

---