



**Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata**



**Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
INGV, Roma**

**CARACTERIZACIÓN DE LA ESTRUCTURA DEL
COMPLEJO VOLCÁNICO AUCA MAHUIDA MEDIANTE
DATOS AEROMAGNÉTICOS Y GRAVIMÉTRICOS**

Laura Mariana Longo

Tesis doctoral

**Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata**

Junio 2017

Caracterización de la estructura del complejo volcánico
Auca Mahuida mediante datos aeromagnéticos y
gravimétricos

Tesis presentada para optar por el grado de Doctor en Geofísica

Laura Mariana Longo

Director: Dr. Riccardo De Ritis
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma, INGV, Italia

Co-directora: Dra. Claudia Tocho
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de
La Plata, Argentina

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata

Junio 2017

A mis dos amores, Clara y Esteban

A mis padres

A mi dulce Salvi. Te extraño.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi profundo agradecimiento a Esteban y Clarita quienes cedieron su tiempo para que pudiera estudiar, cursar materias, viajar a Italia, y formaron parte del proceso de esta tesis.

A Riccardo De Ritis con quien crecí profesionalmente en los temas de esta tesis y por la confianza que depositó en mí desde el momento en que decidí comenzar esta etapa bajo su dirección.

A mi mamá por su disponibilidad para cuidar de mi dulce Clara en los momentos que la necesité.

A YPF S. A. que cedió los datos para que pudiera desarrollar la tesis y especialmente al sector de Geofísica.

A Claudia Tocho quién codirigió mi carrera de doctorado y por su positivismo.

A Claudia Ravazzoli, quien me inició en Métodos Potenciales y también porque pude contar con ella en algunos temas de la tesis.

A Guido Ventura por su gran apoyo en el trabajo de campo y en los conceptos geológicos y estructurales del área de estudio.

A Telma Aisengart Santos por su guía en el manejo del modelado de inversión.

A Massimo Chiappini, por permitirme tener dos estadías en el Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, en la bella ciudad de Roma.

A Fabbio Speranza por las discusiones sobre cuestiones de paleomagnetismo.

A Augusto Rapallini quién me permitió y guió a realizar mediciones en muestras de roca en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires.

A Rubén Somoza por su colaboración para elegir las muestras de las coronas de pozos.

A Teresa Santana por sus sugerencias en la parte de sísmica.

A todos y cada uno de ustedes, simplemente GRACIAS...

RESUMEN

El volcán Auca Mahuida es un centro eruptivo del Plioceno-Pleistoceno perteneciente a la provincia volcánica de retroarco de la Payenia, ubicada en el sector oriental de la Cuenca Neuquina en Argentina. El análisis de datos aeromagnéticos de alta resolución, integrado con la información geológica disponible y con mediciones de susceptibilidad magnética de rocas, ha permitido la construcción de un modelo geofísico confiable de la estructura interna del volcán. Se muestra en este trabajo que los datos aeromagnéticos constituyen una herramienta de investigación eficaz en un caso en el cual otros métodos, tales como la sismica, no son aplicables debido a la topografía accidentada y a la alta impedancia acústica de la cubierta basáltica superior, cuyo espesor alcanza los 400 metros en el sector central del volcán. La mayor parte de las anomalías magnéticas presenta una estructura dipolar, opuesta a la que se esperaría para el campo geomagnético actual. De acuerdo con datos geocronológicos disponibles y con los resultados de mediciones paleomagnéticas, los cuerpos fuente del Auca Mahuida se emplazaron principalmente durante el cron Matuyama de polaridad reversa. La técnica de reducción al polo confirma que la dirección de la magnetización es principalmente reversa, con pocas anomalías magnetizadas en forma directa. Esta situación condujo a encontrar un enfoque adecuado de modelado inverso que considera la influencia de la remanencia y es independiente de la dirección de la magnetización, como resultado del cual se obtuvieron cuerpos fuente debajo del cráter central del Auca Mahuida a profundidades no mayores a 2 km bajo el nivel del mar. Estos resultados apoyan el concepto de un emplazamiento de los diques y cuerpos intrusivos en este rango de profundidades, controlado por las fallas que afectan el basamento y la secuencia sedimentaria sobre éste. El magma que ascendió a lo largo de esas fallas alimentó la actividad volcánica y luego se solidificó. Los resultados de los métodos de inversión empleados indican profundidades de fuentes consistentes con las de los cuerpos intrusivos observados en sondeos del área. Los pozos confirman la presencia de cuerpos ígneos intrusivos debajo del cráter central del Auca Mahuida y sectores periféricos, a profundidades que no exceden los 2 km bajo el nivel del mar. Por otro lado, las anomalías gravimétricas del volcán muestran un mínimo en el cráter central, interpretado como la respuesta de rocas traquíticas (cuya densidad y magnetización son menores que las correspondientes a los basaltos) y de los efectos del fracturamiento y colapso debidos a la actividad volcánica. Las profundidades de estas fuentes coinciden con las aportadas por el análisis de la magnetometría.

Los resultados obtenidos contribuyen a una mejor comprensión del sistema de alimentación del volcán y la geometría de los cuerpos fuente, demostrando la eficacia del modelado de anomalías magnéticas aún en presencia de fuerte magnetización remanente.

ABSTRACT

The Auca Mahuida volcano is a Plio-Pleistocene eruptive center belonging to the Payenia retro-arc volcanic province, located in the eastern sector of the Neuquén basin, Argentina. The analysis of high-resolution aeromagnetic data, integrated with the available geological information and rock magnetic susceptibility measurements, allowed the construction of a reliable geophysical model of the inner structure of the volcano. Aeromagnetic data is shown to be an effective investigation tool where other methods, such as seismic, are not applicable due to the rough topography and the high acoustic impedance of the upper basaltic cover, whose thickness is about 400 m in the central sector of the volcano. Most of the magnetic anomalies have dipolar structure, opposite to that expected for the present geomagnetic field. According to the available geochronological data along with the results of paleomagnetic measurements, the source bodies of Auca Mahuida were emplaced mainly in the Matuyama reverse polarity chron. The Reduction-to-the-Pole technique confirms that the magnetization direction is mainly reverse with a few anomalies directly magnetized. This situation motivated an appropriate inverse model approach which considers the influence of the remanence and is independent of the magnetization direction. Such modelling identified bodies below the Auca Mahuida central crater at depths not larger than 2 km below sea level. These results indicate the emplacement of dikes and intrusive bodies at this depth range, controlled by the faults affecting the Auca Mahuida deeper basement and the above sedimentary sequence. Magma upraised along these faults feeding the volcanic activity and subsequently crystallized. The results of the applied inversion methods indicate sources depths consistent with those of the intrusions observed in wells. In fact, boreholes confirm the widespread presence of intrusive igneous bodies below the Auca Mahuida central crater and the peripheral sectors, at depths of about 2 km below sea level. On the other hand, gravity anomalies in the volcano show a minimum in the central crater area, interpreted as the response from trachitic rocks (whose density and magnetization are lower than those of basalts) and as the effect of fracturing and collapse of rocks in that area due to the volcanic activity. The depths of such sources coincide with those resulting from the magnetic anomaly analysis.

The obtained results shed light on the Auca Mahuida feeding system and on the sources geometry, demonstrating the effectiveness of the magnetic anomaly modeling even in presence of strong remanent magnetization.

ÍNDICE

CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 Descripción de la zona de estudio.....	2
1.2 Objetivos	2
1.3 Estructura de la tesis	3
CAPÍTULO II.....	5
MARCO GEOLÓGICO DEL VOLCÁN AUCA MAHUIDA	5
2.1 Antecedentes de estudios de volcanes con métodos potenciales.....	5
2.2 Marco geológico del Volcán Auca Mahuida	7
2.3 Tipos de rocas y caracterización geoquímica	11
2.4 Reservorios de hidrocarburos	12
CAPÍTULO III.....	14
DESCRIPCIÓN Y TRATAMIENTO DE LOS DATOS	14
3.1 Base de datos	14
3.2 Adquisición y reducción de los datos magnéticos y gravimétricos en el volcán Auca Mahuida.....	15
3.2.1 Generalidades sobre Campo geomagnético	17
3.2.2 Procesamiento del dato aeromagnético.....	20
3.2.3 Procesamiento del dato gravimétrico	23
3.3 Datos regionales.....	28
3.3.1 Magnéticos.....	28
3.3.2 Gravimétricos	29
3.4 Datos Sísmicos.....	31
3.5 Datos de pozo.....	32
3.5.1 Espesores de basaltos	34

3.5.2	Temperatura del subsuelo y su relación con las propiedades magnéticas	35
CAPÍTULO IV		38
PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS ROCAS		38
4.1	Magnetización en las rocas	38
4.2	Minerales magnéticos	40
4.3	Muestreo paleomagnético, medición de la NRM y desmagnetización.....	41
4.4	Muestras obtenidas en el complejo volcánico Auca Mahuida.....	43
4.5	Muestras de corona del pozo VAM-28	47
CAPÍTULO V		51
ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS		51
5.1	Campo de anomalías magnéticas	51
5.2	Análisis espectral del campo de anomalías magnéticas.....	53
5.3	Técnicas de análisis de las anomalías magnéticas	55
5.3.1	Efecto topográfico de una placa uniformemente magnetizada	56
5.3.2	Continuación analítica de campos	58
5.3.3	Reducción al polo	60
5.3.4	Señal Analítica	65
5.3.5	Métodos de localización y profundidad de fuentes magnéticas.....	68
5.3.5.1	Deconvolución de Euler	68
5.3.5.2	Profundidad media de un conjunto de fuentes.....	74
5.4	Campo de anomalías regionales.....	78
5.5	Interpretación de los resultados	81
CAPÍTULO VI		82
INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y SÍSMICOS.....		82
6.1	Anomalías gravimétricas del VAM	82
6.1.1	Determinación del valor de densidad topográfica	85
6.1.2	Espectro de potencia radial promediado	90
6.1.3	Filtrado del campo de anomalías gravimétricas.....	91
6.2	Datos gravimétricos terrestres regionales	98

6.3	Conceptos básicos de sismica de reflexión.....	101
	Modelo de traza sísmica	102
6.4	Interpretación del dato sísmico	103
6.4.1	Calibración de sismica con perfiles de pozos	104
	Registros sísmicos (DT)	106
	Rayos Gamma (GR)	106
6.4.2	Interpretación de horizontes y fallas	107
6.5	Interpretación de los resultados	113
CAPÍTULO VII.....		115
MODELADO MAGNÉTICO Y GRAVIMÉTRICO.....		115
7.1	Modelado de las anomalías.....	115
7.2	Formulación del problema inverso- Caso magnético	116
7.2.1	Aplicación a los datos magnéticos del VAM.....	118
7.3	Modelado directo 2.75D	124
7.3.1	Modelado magnético de las anomalías del VAM.....	124
7.3.2	Modelado 2.75 D gravi-magnetométrico de los datos del VAM..	131
7.4	Resultados.....	134
CAPÍTULO VIII.....		135
DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES		135
8.1	Discusión sobre los resultados.....	135
8.2	Conclusiones generales.....	139
APÉNDICE A.....		142
APÉNDICE B.....		150
APÉNDICE C.....		153
REFERENCIAS		160

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1. Arriba izquierda: ubicación de la Cuenca Neuquina (contorno rojo sobre el mapa de Argentina) junto con el plateau Auca Mahuida dentro de la cuenca. Arriba derecha: mapa esquemático de la provincia volcánica de Payenia. Abajo: imagen satelital del complejo volcánico con indicación de los principales rasgos estructurales. 9
- Figura 2.2. Columna estratigráfica correspondiente al área del volcán Auca Mahuida (Brisson & Veiga, 1999). 10
- Figura 2.3. Modelo esquemático propuesto para el origen de las lavas de retroarco dentro de la provincia volcánica de Payenia. Se muestra la placa oceánica deformada y la consecuente surgencia de material astenosférico. Figura tomada de Pallares et al. (2016). 12
- Figura 2.4. Imagen Satelital IKONOS, del año 2002, resolución 1 m. En el óvalo amarillo se muestra la localización del yacimiento Volcán Auca Mahuida. 13
- Figura 3.1. Mapa del modelo de elevación digital del terreno del Volcán Auca Mahuida provisto por YPF S A. Las unidades están dadas en m sobre nivel del mar. Resolución: 90 m x 90 m. En círculo blanco se indica el cráter central. 15
- Figura 3.2. Patrón de líneas de vuelo del relevamiento aeromagnético-gravimétrico 2001 en color negro. Contorno: plateau volcánico. Se puede apreciar que el relevamiento aeromagnético no cubre todo el plateau. 17
- Figura 3.3. Gráfico adaptado de Blakely, 1995. a) Sistema de coordenadas esféricas. El punto P está definido por las coordenadas r , θ y ϕ , y un vector en el punto P se describe en términos de tres vectores unitarios ortogonales: \hat{r} , $\hat{\theta}$, y $\hat{\phi}$. b) Sistema de coordenadas cartesianas del punto P. Se muestran las tres componentes del vector B : B_x es positivo en dirección norte ($B_x = -B_\theta$), B_y positivo hacia el este ($B_y = B_\phi$), y B_z es positivo hacia abajo ($B_z = -B_r$). La inclinación I es el ángulo que forma B con el plano horizontal, positivo hacia abajo; la declinación D es el acimut de la proyección horizontal de B , positivo hacia el este. 19
- Figura 3.4: Corrección de Eötvös como función del rumbo con los parámetros promedio del relevamiento. 24
- Figura 3.5. Datos aeromagnéticos regionales. El patrón de líneas de vuelo se representa en puntos de color azul. Se observa que los datos no cubren completamente el plateau volcánico del volcán Auca Mahuida. 29
- Figura 3.6. Datos gravimétricos regionales adquiridos por YPF. 30
- Figura 3.7. Líneas sísmicas 2D reprocesadas (color amarillo) sobre imagen satelital. El rectángulo blanco indica la ausencia de relevamiento sísmico 3D. 31
- Figura 3.8. Unión de los tres relevamientos reprocesados para formar el cubo El 32

Volcán 3D (polígono celeste).

Figura 3.9. Ubicación de los pozos analizados que atraviesan cuerpos intrusivos.	33
Figura 3.10. Espesores en metros de roca ígnea de la cubierta lávica atravesada por pozos.	35
Figura 3.11. Temperatura versus profundidad. a) Los círculos marrones representan los datos de temperatura de pozo de la zona del Auca Mahuida. En rojo se muestra la recta de tendencia global promedio de la cuenca. b) Los triángulos son los datos de temperatura de los 17 pozos. Las rectas representan a las distintas tendencias geotérmicas zonales dentro de la cuenca (Sigismondi, 2012).	37
Figura 4.1. Magnetización resultante de la suma de las componentes de magnetización inducida, M_i , y remanente, M_r .	39
Figura 4.2. Diagrama ternario para los óxidos de hierro, modificado de Lowrie (2007). Las líneas continuas son las series de solución.	41
Figura 4.3. Foto de la muestra AM15 con su orientación, tomada durante campaña.	43
Figura 4.4. Imagen de la distribución de muestras en el campo y medición de la susceptibilidad magnética in situ, puntos rojos sobre plateau.	44
Figura 4.5. Modificado de Butler, 1992. Izquierda: Escala de Cox (1982) de los primeros 60 M.a. Derecha: Escala de Mankinen & Dalrymple (1979) basada en determinaciones de edad por K-Ar, polaridad paleomagnética e información complementaria de perfiles marinos de anomalías magnéticas y de datos paleomagnéticos de coronas de lecho marino profundo. Cada línea horizontal en las columnas indicadas como polaridad normal, polaridad intermedia o polaridad reversa representa una roca ígnea. Las flechas indican intervalos cortos de polaridad llamados "excursiones" geomagnéticas; los números a la derecha de la columna de polaridad indican las edades interpretadas de los límites entre polaridades distintas.	46
Figura 4.6. Ubicación del pozo VAM-28 (círculo naranja en la imagen satelital).	47
Figura 4.7. Fragmentos de diques basálticos atravesados por el pozo.	48
Figura 4.8: Muestras cortadas listas para medir.	48
Figura 4.9. Magnetómetro JR-6 AGICO Dual Speed Spinner magnetometer.	49
Figura 4.10. Desmagnetizador por campos alternos, AF Demagnetizer LDA.	50
Figura 5.1. Mapa de anomalías magnéticas TMI correspondiente al relevamiento aeromagnético 2001, superpuesto a imagen satelital.	53
Figura 5.2. Efecto topográfico producido por una placa cortical uniformemente magnetizada de 2 A/m en un campo de polaridad reversa ($I = 35^\circ$, $D = 190^\circ$).	57
Figura 5.3. Anomalía magnética sintética (original y reducida al polo) producida por una línea de dipolos, ubicada en $x_0 = 40$, $z_0 = 10$ km. El campo ambiente es de 26000 nT y la susceptibilidad magnética de 0.012 (SI). La declinación e inclinación magnética	61

son 0° y -30° , respectivamente y el acimut $=0^\circ$. El eje horizontal representa la posición en la dirección perpendicular a la línea de dipolos y el eje vertical corresponde a la magnitud de las anomalías, dado en nT.

Figura 5.4. Mapa de anomalía magnética del volcán Auca Mahuida. El círculo blanco marca el cráter central. Límite del plateau volcánico es indicado en línea negra. Las letras I, J, K, L, y M especifican las anomalías discutidas en el texto. El relevamiento aeromagnético no cubre todo el plateau. 63

Figura 5.5. a) Transformación RTP calculada considerando solamente la componente de inducción ($I = -38^\circ$ and $D = 3^\circ$). b) Transformación RPT calculada con ambas componentes de magnetización, de inducción y remanente ($I = 38^\circ$ and $D = 177^\circ$). Las anomalías están etiquetadas con letras en color blanco y negro respectivamente (ver Figura 5.4 para su comparación). 64

Figura 5.6. Mapa de amplitud de la señal analítica obtenido de la anomalía TMI prolongada hacia arriba 50 m. El círculo de línea discontinua señala el cráter central del volcán. S1 a S10 son las fuentes principales causantes de los máximos de amplitud. La unidad de la amplitud de la SA es [nT/m]. 67

Figura 5.7. Soluciones de deconvolución de Euler obtenidas a partir del mapa de anomalías magnéticas con un tamaño de ventana de 5 km para un índice estructural dado. a) $N= 1$ y b) $N= 0.5$. La elevación de referencia es el nivel medio del mar dado en metros. En la figura a) I, J, K, M, L son las letras utilizadas en las anomalías de la RTP de la figura 5.5. b) Máximos de amplitud producidos por las principales fuentes en la señal analítica de la figura 5.7 a (S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7, S8, S9, S10). En trazos amarillos se superpone el patrón de fallas interpretadas en superficie por Del Pino (YPF S. A.). 71

Figura 5.8. Soluciones de Euler obtenidas a partir del mapa de anomalías magnéticas con un tamaño de ventana de 3 km para un índice estructural $N= 1$. 72

Figura 5.9. Soluciones de Euler obtenidas a partir del mapa de anomalías magnéticas con un tamaño de ventana de 10 km para un índice estructural $N= 1$. a) Tamaño de celda de la grilla 500 m y b) 1000 m. 73

Figura 5.10. a) Profundidad de las fuentes magnéticas estimada a partir del espectro de potencia logarítmico promediado radialmente del mapa de anomalías. El espectro corresponde a grupos de cuerpos magnéticos con la misma profundidad media. k^* es el número de onda correspondiente al máximo en el espectro de potencia. b) Profundidades estimadas a partir de la pendiente del espectro tomada en intervalos de 5 puntos. 77

Figura 5.11. a) Relevamiento regional de 1968. R1, R2, R3 y R4 representan a las anomalías de longitudes de onda larga. En línea negra se indica el límite del plateau volcánico y las líneas de vuelo de la adquisición de los datos locales se grafican sobre la grilla. b) Campo de anomalías del relevamiento 2001. L1, L2, L3, L4, L5, L6 y L7 representan a las anomalías individuales principales. La escala TMI está dada en [nT] para ambas figuras. 79

Figura 5.12. Principales rasgos estructurales del complejo volcánico Auca Mahuida. R1, R2, R3 y R4 corresponden a las anomalías mostradas en los datos aeromagnéticos de la figura 5.11 b). 80

Figura 6.1. Mapa de anomalía de aire libre obtenido por Carson.	83
Figura 6.2. Curvas con valores de anomalía de aire libre (naranja) y topografía (celeste) sobre el perfil en línea negra NO-SE graficado sobre el mapa de anomalía.	84
Figura 6.3. Anomalía de Bouguer obtenida por la empresa Carson Aerogravity con una densidad de 2.43 g/cm ³ .	85
Figura 6.4. Anomalía de Bouguer simple calculada con una densidad de 2.43 g/cm ³ .	86
Figura 6.5. Anomalía de Bouguer completa (con corrección topográfica) calculada con una densidad de 2.43 g/cm ³ .	87
Figura 6.6. Profundidad de las fuentes gravimétricas estimada a partir del espectro de energía logarítmico promediado radialmente del mapa de anomalías de Bouguer completa. El espectro corresponde a grupos de cuerpos con la misma profundidad media.	91
Figura 6.7. a y c) Anomalía regional con ajuste polinómico de grado 1 y 3, respectivamente. b y d) Anomalía residual resultado de la remoción de la anomalía regional en a) y c) respectivamente, a la anomalía de Bouguer completa.	94
Figura 6.8. Perfil SO-NE sobre el cual se grafica la respuesta de la ABC y sus componentes regionales y residuales (figuras 6.9, 6.10 y 6.12) obtenidas con los métodos mencionados en el texto.	95
Figura 6.9. Anomalía de Bouguer ABC, junto a las componentes residual y regional resultado de aplicar una remoción de tendencia lineal sobre el perfil indicado en el mapa. Curva roja: ABC, verde: componente residual y celeste: componente regional.	95
Figura 6.10. Anomalía de Bouguer ABC, junto a las componentes residual y regional resultado de aplicar una remoción de tendencia de polinomio de grado 3 sobre el perfil indicado en el mapa. Curva azul: ABC, roja: componente residual y verde: componente regional.	95
Figura 6.11. a y c) Componente regional resultado de la prolongación ascendente de la anomalía de Bouguer completa a 10 y 20 km, respectivamente. b y d) Anomalía residual de Bouguer resultado de la diferencia entre la anomalía de Bouguer completa y la componente regional a 10 y 20 km, respectivamente.	96
Figura 6.12. Anomalía de Bouguer ABC, junto a las componentes residual y regional resultado de la continuación ascendente a 10 y 20 km. Curva verde: ABC, gris y azul: continuación ascendente a 10 y 20 km, respectivamente, rosa y roja: componente residual resultado de la continuación a 10 y 20 km, respectivamente.	96
Figura 6.13. Filtro de Butterworth aplicado a los datos de anomalía de Bouguer completa. Se usó un número de onda de corte de 0.09 km ⁻¹ , o sea una longitud de onda de 11 km para obtener la componente regional.	97
Figura 6.14. Gravedad observada. Los puntos en color morado corresponden a los datos de gravedad terrestres medidos en la cuenca Neuquina.	99

Figura 6.15. Anomalía de aire libre de los datos regionales terrestres.	99
Figura 6.16. Anomalía de Bouguer simple de los datos regionales terrestres obtenida con una densidad de reducción de 2.67 g/cm ³ . El VAM está ubicado entre un mínimo (norte) y máximo (sur) relativo. R1, R2, R3 y R4 representan las anomalías magnéticas identificadas en la figura 5.11.	100
Figura 6.17. Anomalía de Bouguer completa de los datos regionales terrestres obtenida con una densidad de reducción de 2.67 g/cm ³ . La corrección topográfica se realizó con el modelo digital del terreno de la figura 3.1.	101
Figura 6.18. Línea sísmica 2D yam-9723 NO-SE reprocesada en 2012 representada en color negro.	104
Figura 6.19. Sismograma sintético del pozo VAM-x.1. De izquierda a derecha: ley de velocidad obtenida del sismograma, perfil sísmico (rojo), densidad (azul), rayos Gamma (verde); escala de tiempo y profundidad, pases formacionales, porción de la sección sísmica alrededor del pozo a izquierda y derecha y en el centro el sismograma sintético. Serie de coeficientes de reflexión en color rojo y ondícula.	105
Figura 6.20. Registros de rayos gamma (GR) medidos en grados API, perfil sísmico (DT) en $\mu\text{s}/\text{ft}$ y densidad (RHOB) en g/cm ³ en los pozos VAM.x-1 y LRb.x-1. Los intervalos sombreados corresponden a los cuerpos de roca ígnea.	107
Figura 6.21. Corte sísmico indicado en línea roja en el mapa (margen inferior izquierdo) sobre cubo El volcán 3D.	108
Figura 6.22. Corte sísmico en el cubo de varianza sobre la línea roja del mapa de la figura 6.21.	109
Figura 6.23. Vistas 3D de los principales horizontes sísmicos y dos filones capa, Sill QV1 y Sill QV2, en la formación Vaca Muerta en el cubo de amplitudes (cantidad sin dimensión).	110
Figura 6.24. Mapa isócrono (en tiempo) resultado de la interpretación sísmica del tope y base del filón Sill QV1.	111
Figura 6.25. Profundidades de los cuerpos intrusivos en el pozo VAM.x.1. Gráfico modificado de Bermúdez y Delpino (2002): descripción litológica a partir del cutting. La cota del pozo está expresada en metros sobre el nivel del mar [msnm].	112
Figura 7.1. Esquema del proceso de inversión.	118
Figura 7.2. Diagrama con las componentes obtenidas en el modelo inverso MVI.	120
Figura 7.3. Volumen de magnetización obtenido en el modelo de inversión MVI.	121
Figura 7.4. Diferencia entre los datos observados y el resultado del modelo predictivo.	121
Figura 7.5. Histograma de amplitudes de la magnetización obtenida del MVI.	122

Figura 7.6. Isosuperficie de 0.012 SI que representa los cuerpos fuente de anomalía magnética (color celeste) sobre la topografía a); b) la misma isosuperficie que en a) sobre el mapa de señal analítica. c) Geometría de la isosuperficie de 0.012 SI en el cráter central del volcán. La superficie en el tope es la topografía. La dirección de z es positiva arriba del nivel medio del mar.	122
Figura 7.7. Amplitud del MVI y señal analítica en planta.	123
Figura 7.8. Componente proyectada Eproy y perpendicular Eperp de la inversión MVI.	123
Figura 7.9. Perfiles AB, CD y EF sobre el mapa de anomalías reducido al polo con los efectos de magnetización inducida y remanente, para realizar modelado.	126
Figura 7.10: Perfiles para realizar modelado sobre el mapa de anomalías reducido al polo con los efectos de magnetización inducida y remanente.	127
Figura 7.11: Convención de signos para modelado. Gráfico extraído de Geosoft.	127
Figura 7.12. Modelo 2.75D sobre perfil AB representado en el mapa de la figura 7.9. De arriba hacia abajo: vista en planta de los cuerpos, cuya extensión lateral está expresada en km. Anomalía observada, calculada y curva de error (rojo). Modelado tomando en cuenta el modelo de inversión 3D (imagen superpuesta a los cuerpos) de la figura 7.10. A diferencia del modelado 3D, la dirección de z es positiva debajo del nivel medio del mar.	128
Figura 7.13. Modelo 2.75D sobre perfil CD representado en el mapa de la figura 7.9.	129
Figura 7.14. Modelo 2.75D sobre perfil EF representado en el mapa de la figura 7.9.	130
Figura 7.15 Sección NO-SE sobre línea sísmica YAM-9723 para modelado 2.75D (línea violeta). Los círculos blancos representan los puntos de explosión de las líneas sísmicas 2D reprocesadas en el área. El perfil gravi-magnetométrico es más extenso de lo que lo es la línea sísmica.	131
Figura 7.16 Modelo gravi-magnetométrico sobre perfil NO-SE de la figura 7.15. Proyección del pozo VAM.x-1 sobre el modelo. Cota del pozo: 1676 m sobre nivel medio del mar, profundidad final del pozo 3486 m. Debajo: Imagen de la línea sísmica YAM-9723 sobre la cual se realizó el modelo.	133
Figura B1. Geometría de la capa magnética.	150
Figura C1. Prisma bidimensional <i>KLMN</i> que se extiende al infinito en el eje x positivo.	153
Figura C2. Construcción geométrica usada para calcular la anomalía causada por un cuerpo de sección poligonal <i>KNPQRK</i> .	157
Figura C3. Elementos que definen a las componentes del vector de magnetización.	158

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1. Estructuras asociadas con el origen de anomalías magnéticas y gravimétricas en algunos volcanes previamente estudiados.	6
Tabla 3.1. Pozos que atraviesan cuerpos volcánicos.	33
Tabla 3.2. Espesores de basalto extraídos de los legajos de pozo. X e Y son las coordenadas planas Gauss Kruger faja 2 en el sistema geodésico Chos Malal, Z las cotas de superficie y la última columna los espesores de los basaltos de superficie para cada pozo.	34
Tabla 3.3. Datos de temperatura obtenidos de los legajos de pozo.	36
Tabla 4.1. Mediciones de las propiedades magnéticas de las rocas en laboratorio e in situ. En color negro se representa la polaridad normal, en blanco, la reversa. NA indica que la polaridad no pudo ser determinada.	45
Tabla 4.2. Valores de las mediciones de NRM y susceptibilidad magnética.	49
Tabla 6.1. Valores de densidad promedio para cada pozo obtenidos de los perfiles expresado en g/cm ³ .	88
Tabla 6.1. Continuación. Valores de densidad promedio para cada pozo obtenidos de los perfiles expresado en g/cm ³ .	89
Tabla 6.2. Rangos de valores de las distintas anomalías expresados en [mGal].	90
Tabla 6.3. Profundidades de los principales horizontes sísmicos en el pozo VAM.x-1.	108
Tabla 6.4. Clasificación de rocas volcánicas según su respuesta en los registros de pozo. Adaptada de Wohletz & Heiken, 1992.	114
Tabla 7.1. Parámetros utilizados en el modelo del perfil AB.	128
Tabla 7.2. Parámetros utilizados en el modelo del perfil CD.	129
Tabla 7.3. Parámetros utilizados en el modelo del perfil EF.	130
Tabla 7.4. Parámetros utilizados en el modelo del perfil gravi-magnetométrico.	132
Tabla 8.1. Correlación entre fuentes magnéticas obtenidas con los métodos de RTP con inducción y remanencia (RTP _{i+r}), señal analítica (SA), y las anomalías	140

modeladas con GMSYS (2.75D).

Tabla 8.2. Profundidad de los cuerpos magnéticos obtenidos a partir de la aplicación de las técnicas utilizadas en este capítulo. La profundidad está dada en kilómetros respecto del nivel medio del mar (nmm), positivo hacia arriba y negativo debajo. 141

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El estudio de las anomalías magnéticas constituye una herramienta de gran utilidad para investigar la estructura interna de las áreas volcánicas debido a la alta respuesta magnética de las rocas ígneas. Las rocas volcánicas presentan magnetizaciones remanentes muy elevadas, superiores en varios órdenes de magnitud a las rocas sedimentarias. De este modo, las anomalías magnéticas nos permiten inferir la presencia de cuerpos ígneos no relacionados con la columna sedimentaria, considerada no magnética (Blanco et al., 2003), como es el caso del volcán en estudio, Auca Mahuida. La interpretación de estos contrastes, junto con el modelado de las fuentes, permite obtener valiosa información sobre características estructurales tales como la geometría de los sistemas de conductos, fallas y zonas de alteración, en el contexto geológico y geofísico existente (Finn et al., 2001; De Ritis et al., 2010).

En regiones volcánicas, los datos aeromagnéticos son útiles para tales propósitos, especialmente cuando otros métodos geofísicos son poco efectivos, como por ejemplo los datos sísmicos, que son difíciles de adquirir sobre topografía muy irregular y con frecuencia tienen baja relación señal-ruido; o en los casos en que los cuerpos fuente son muy pequeños para ser detectados mediante gravimetría, o tienen bajo contraste de densidad con las rocas predominantes.

La profundidad de investigación de un estudio geofísico está limitada por las dimensiones del relevamiento; y en el caso particular de un muestreo magnetométrico, además, por la temperatura del subsuelo, dado que los minerales magnéticos pierden la mayor contribución a la magnetización a una temperatura característica de cada mineral, conocida como temperatura de Curie.

La complejidad geológica- estructural asociada a este volcán y el interés de carácter económico desde el punto de vista petrolero, han dado lugar a numerosos estudios y a la propuesta de diversos modelos que explican la evolución tectónica de la zona. En este contexto, el presente trabajo incorpora el análisis de datos magnéticos y gravimétricos de alta resolución cuya interpretación revela que la configuración de los cuerpos intrusivos del sistema de alimentación del volcán está controlada por el patrón estructural local y regional.

1.1 Descripción de la zona de estudio

El volcán Auca Mahuida (VAM) se ubica en el extremo sur de la provincia volcánica de Payenia en el retroarco (Cuenca Neuquina, Argentina). Dicha provincia está integrada por más de 800 conos basálticos monogénicos y por unos pocos conos poligénicos compuestos por rocas diferenciadas y alimentados desde cámaras magmáticas superficiales como es el caso del VAM. La alineación de conos permite inferir que muchas de las erupciones son de tipo fisural, con un rumbo frecuente ONO oblicuo al eje de la cordillera (Llambías et al., 2010).

La cuenca Neuquina aloja un sistema hidrocarburífero importante, en el cual el magmatismo Plio-Cuaternario ha jugado un papel importante en la formación y acumulación de los hidrocarburos, los cuales tienen un origen principalmente termogénico en el sector del Auca Mahuida (Rossello et al., 2002). Las rocas madre en esta cuenca son sedimentarias, y han estado sometidas a repetidas intrusiones que provocaron aumentos de temperatura y por lo tanto tuvieron un papel central en la generación del petróleo. Por su parte, las rocas reservorio sedimentarias donde se alojó el petróleo poseen dentro de la secuencia sedimentaria cuerpos ígneos fracturados durante su enfriamiento, que pueden ser reservorios.

Los cuerpos ígneos más antiguos, gran parte de ellos intruídos en la Formación Quintuco – Vaca Muerta, tienen entre 24 y 12 M.a. (Mioceno). Por otra parte, las rocas ígneas intruídas en los niveles superiores, más cercanos a la superficie, son más jóvenes, entre 10 y 2.5 M.a. (Mioceno- Plioceno), mientras que el vulcanismo fisural extrusivo ha sido datado entre 2.4 y 0.8 M.a. (Plioceno-Pleistoceno).

1.2 Objetivos

El objetivo del trabajo de tesis propuesto, consiste en obtener un mayor conocimiento de las estructuras internas del complejo volcánico fisural Auca Mahuida y su relación con el marco geodinámico regional. Esto se efectuó mediante el análisis y modelado de los datos magnéticos y gravimétricos integrados con información de otras disciplinas involucradas en la caracterización geológica del área. La información disponible de perfiles y muestras de roca proveniente de perforaciones (coronas y *cutting*), posibilitó la obtención de mediciones de densidad, velocidades dentro de una formación, dataciones radimétricas, petrología, así como valores de temperatura a distintas profundidades, los que fueron utilizados a lo largo de esta tesis. Los datos provenientes de relevamientos sísmicos 2D y 3D, han sido utilizados fuera de la zona del cráter central para visualizar las estructuras ígneas intruídas como filones capa en la secuencia sedimentaria.

La determinación de las profundidades de las fuentes es de vital importancia para poder afirmar que el campo de anomalías magnéticas observado no se origine principalmente en las lavas superficiales.

Como parte de la investigación realizada se llevó a cabo una campaña en el plateau volcánico del Auca Mahuida, donde se midió la susceptibilidad magnética in situ y se recolectaron muestras. A posteriori se determinaron las propiedades magnéticas de las principales unidades volcánicas en el laboratorio del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma (INGV).

Debido a los grandes espesores de roca ígnea presentes en superficie se hizo un cuidadoso análisis para diferenciar las señales provenientes de las estructuras profundas de las someras, basado en las siguientes técnicas:

- i. análisis espectral para identificar las principales longitudes de onda de la región (Naidu & Mathew, 1998);
- ii. estudio del efecto topográfico en el edificio del Auca Mahuida;
- iii. técnicas de interpretación analítica y numérica 2D, 2.75 D y 3D para determinar las geometrías de las fuentes y su relación con el marco tectónico.

Por último, para completar una interpretación confiable de los campos de anomalías del VAM, se trabajó con métodos de inversión, obteniendo un valor de magnetización representativo. Este resultado proveyó restricciones adicionales a los modelos estructurales directos 2.75D, en los cuales se usaron además valores de magnetización y remanencia medidos en campo y laboratorio.

1.3 Estructura de la tesis

Esta tesis se ha estructurado en siete capítulos como se detalla a continuación. El Capítulo I es la presente introducción. El Capítulo II es una revisión de los antecedentes del área y una descripción del marco geológico del volcán de estudio. Se incluye una reseña de los principales reservorios de hidrocarburos del área. En el Capítulo III se describen los datos utilizados, haciendo hincapié en los datos magnéticos. Además, se detalla la secuencia de tratamiento de los datos magnéticos y gravimétricos, desde su adquisición en el avión hasta la obtención del mapa de anomalías magnéticas y gravimétricas respectivamente. En el Capítulo IV se desarrollan los aspectos teóricos de la magnetización de las rocas que da origen a las anomalías magnéticas. Por otro lado se hace referencia a las mediciones paleomagnéticas de las muestras obtenidas en el plateau volcánico, cuyos resultados dieron lugar a parámetros de entrada en varias técnicas de análisis. En el Capítulo V, se analizan las anomalías magnéticas del área de estudio y se desarrollan algunas de las técnicas más utilizadas en los campos potenciales que resultan más apropiadas para las características del campo de anomalías que nos ocupa (fuerte remanencia de polaridad reversa con respecto al campo ambiente). Luego se exponen los resultados obtenidos de la aplicación de estos métodos a los datos del volcán en estudio. En el Capítulo VI se trabaja e integran los datos de gravedad, sísmica y de perforaciones, los cuales contribuyen a una interpretación más realista de las estructuras del edificio volcánico. En el Capítulo VII se construyen modelos

sobre perfiles estratégicamente elegidos sobre los mapas de anomalías magnéticas y gravimétricas. Se realiza además, un modelo de inversión 3D de las anomalías magnéticas para calcular el vector de magnetización. Finalmente, en el Capítulo VIII se hace una discusión general de los resultados presentados a lo largo de la tesis y de las ventajas y limitaciones encontradas en la implementación de las técnicas de interpretación utilizadas. Por último se exponen las conclusiones generales.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO DEL VOLCÁN AUCA MAHUIDA

El conocimiento de la geología de una determinada zona de estudio es el punto de partida para realizar estudios geofísicos. Las campañas de adquisición de datos geofísicos y la selección de métodos para su análisis se pueden llevar a cabo en forma óptima si se tiene una adecuada comprensión previa del marco geológico. En el presente caso de estudio, numerosos trabajos describen el contexto geodinámico del sistema volcánico Auca Mahuida, un área de gran complejidad, en la cual la existencia de reservorios de hidrocarburos, ha incrementado el interés debido a diversos aspectos que resultan de su caracterización.

2.1 Antecedentes de estudios de volcanes con métodos potenciales

En esta sección se hace una recopilación de algunas publicaciones en las cuales se utilizaron datos magnetométricos y gravimétricos para caracterizar estructuras volcánicas. En especial, los datos aeromagnéticos son usados para evaluar y analizar las propiedades magnéticas y estructuras geológicas asociadas a volcanes por los altos contrastes de susceptibilidad magnética y magnetización presentes en rocas ígneas.

En la tabla 2.1 se hace un resumen de los resultados obtenidos de la aplicación del uso de datos gravimétricos y magnéticos en los siguientes volcanes:

- Isla volcánica Salina (De Ritis et al., 2007),
- Isla volcánica El Hierro (Blanco et al., 2008),
- Complejo volcánico Colima (López Loera et al., 2011) y
- Volcán Galeras (Ortega Estupiñán, 2014).

Tabla 2.1. Estructuras asociadas con el origen de anomalías magnéticas y gravimétricas en algunos volcanes previamente estudiados.

Estudio	Tipo de Datos	Características y resultados
Isla volcánica Salina De Ritis et al., 2007	Relevamiento aeromagnético barométrico de baja altitud (500 m) en la isla Salina (Italia).	Se asociaron las anomalías positivas de longitud de onda corta con conductos volcánicos, diques y fallas. Anomalías negativas regionales han servido para definir el colapso del sector y rodean a las anomalías positivas.
Isla volcánica, El Hierro Blanco et al., 2008	Relevamiento aeromagnético registrado en 7 bloques a distintas altitudes con resolución espacial variable sobre la isla El Hierro (Canarias) y áreas circundantes.	Anomalía dipolar normal intensa. Se interpretaron estructuras verticales magnetizadas como complejos intrusivos en una estructura compleja de rift. Zonas de baja magnetización fueron interpretadas como grandes deslizamientos de terreno.
Complejo volcánico Colima López Loera et al., 2011	Integración de tres relevamientos aeromagnéticos llevados a cabo con distinto instrumental. Altura de vuelo promedio para las tres campañas es de 300 m sobre nivel del terreno.	Anomalías magnéticas de distintas longitudes de onda. Se dividió en dominios magnéticos. Los principales correspondientes a los volcanes Colima y Nevado están asociados con anomalías magnéticas dipolares normales de gran amplitud. Se identificaron zonas correlacionadas con rocas ígneas intrusivas, extrusivas, volcano-sedimentarias y calcáreas. Los lineamientos magnéticos permitieron inferir algunos aspectos de la estructura del subsuelo del complejo volcánico de Colima.
Volcán Galeras Ortega Estupiñán, 2014	Medición de puntos gravimétricos y magnetométricos, 286 estaciones.	Bajos gravimétricos, uno en la zona del cráter, representados por bloques de baja densidad en los modelos 2D. Altos gravimétricos, se destaca un intrusivo asociado con zona de alta velocidad de ondas P. Conducto volcánico o zona de falla.

Entre los trabajos consultados podemos citar además, las tres calderas volcánicas, Decepción, Furnas y Las Cañadas del Teide, estudiadas por Blanco (1997) en su tesis doctoral; las calderas Fossa y Piano de la isla Vulcano (Blanco et al., 2006) y la caldera de Pacana estudiada por Delgado de la Puente (2010) en su tesis de licenciatura mediante datos gravimétricos terrestres.

Blanco (1997), menciona en su tesis doctoral que la respuesta gravimétrica en calderas volcánicas puede presentarse como un máximo o un mínimo en las anomalías de Bouguer dependiendo de su relleno. Así, la existencia de un mínimo gravimétrico se vincula con calderas rellenas por grandes cantidades de material fragmentario, asociadas a magmas ácidos, mientras que valores positivos en la anomalía de Bouguer están relacionados con calderas asociadas a la erupción de magmas básicos. Maturyo et al., 2001, estudiaron el complejo caldera Toba, cuya respuesta gravimétrica son valores bajos en la anomalía de Bouguer, alcanzando los -75 mGal. Ellos explican ese mínimo como resultado de tres factores posibles: 1- compensación isostática de la elevación topográfica del área, 2- estrato de roca tobácea cuya densidad es más baja que la de las rocas aledañas, y 3- disminución de la densidad de las rocas por expansión térmica.

2.2 Marco geológico del Volcán Auca Mahuida

El escudo volcánico Auca Mahuida (VAM) se ubica en el sector noreste de la Cuenca Neuquina, Patagonia norte. Está formado por una meseta de lava elongada en sentido E-O (Ventura et al., 2012) con un cono central poligénico ($37^{\circ} 44' S$, $68^{\circ} 55' O$) que alcanza una altitud de 2258 m sobre el nivel del mar (Holmberg, 1964; Rossello et al., 2002), y conos monogénicos que se concentran en la zona de la cima y en los flancos oriental y occidental, alineados con fisuras de rumbo E-O. En esta zona la densidad de conos monogénicos es mayor a cinco conos por cada 4 km². El plateau cubre una superficie de alrededor de 75 x 62 km². Los espesores de lava alcanzan los 400 m debajo del cráter central y disminuyen prácticamente a cero en la periferia de la meseta de lava según indican los datos de perforaciones (Rossello et al., 2002; Longo et al., 2008). La topografía y el análisis de las pendientes presentado por Ventura et al. (2012) muestran un cono central de unos 15 km x 11 km elongado en dirección E-O con pendientes de 8 a 10° en promedio y valores máximos de 30°. El complejo volcánico está caracterizado por laderas suaves, generalmente de menos de 5°. La parte central de este cono es un cráter sub-circular de 1.8 km de diámetro. Estructuras lobulares correspondientes a los frentes y lados de los flujos de lava caracterizan las laderas del cono así como también el plateau del Auca Mahuida en su conjunto. Las laderas más empinadas del cono, en el sector central del complejo, son flujos de lava traquíticos, comprobado por el relevamiento de campo realizado en este trabajo de tesis.

El volcán Auca Mahuida es el edificio más austral de la provincia volcánica de

retroarco de Payenia, la cual se extiende en el antepaís andino entre los 35° y 38° de latitud sur (Ramos & Kay, 2006; figura 2.1), y está ubicado alrededor de 400 km al este de la cordillera de los Andes. La actividad volcánica con expresión superficial, se desarrolló entre los 2.4 y 0.8 M.a. (Plioceno Superior - Pleistoceno) y la composición de las rocas varía entre basaltos alcalinos de intra-placa y traquitas (Kay et al., 2006; Ramos & Folguera, 2010). Dataciones radimétricas de los intrusivos (Bermúdez & Delpino, 1998) indican que el área de estudio experimentó tres ciclos magmáticos principales: 25-20 M.a. (Oligoceno – Mioceno inferior; parte del sustrato del volcán pertenece a esta fase), 15-10 M.a. (Mioceno medio) y 5 M.a. (Mioceno superior – Pleistoceno inferior). Trabajos recientes (Pallares, et al., 2016) proponen a partir del estudio de 23 muestras extraídas en la porción central y sur del casquete volcánico del Auca Mahuida que hubo cinco fases de actividad volcánica principales entre 1.78 ± 0.10 a 0.99 ± 0.04 Ma. Excepto para la fase más vieja, de la cual podría no haber lavas basales en estas muestras, cada una de ellas se inicia por la emisión de traquibasaltos de alto contenido de MgO, los cuales evolucionaron a productos más diferenciados tales como traquitas o traquiandesitas.

Los principales eventos ígneos ocurrieron bajo regímenes extensionales que generaron fracturas profundas, las cuales son necesarias para el ascenso de los fluidos desde grandes profundidades. Esta fase extensional se alternó con eventos compresionales dando origen a la construcción de la faja plegada. El vulcanismo de Payenia está ausente al sur del volcán Auca Mahuida, donde el lineamiento de Cortaderas de rumbo N100°E, marca el límite austral de una subducción somera del Mioceno (Kay et al., 2006). Este límite se traduce en la superficie como fallas de rumbo N100°E a E-O afectando la depresión de Añelo (figura 2.1).

El campo volcánico del Auca Mahuida se desarrolla sobre un anticlinal de rumbo NNO-SSE a NO-SE involucrando la secuencia sedimentaria completa de la cuenca Neuquina (Rossello et al., 2002; Mosquera & Ramos, 2006). Esta secuencia está afectada por fallas normales de rumbo NNO-SSE a NO-SE del hemi-graben de Entre Lomas (Cristallini et al. 2006). La actividad extensional de estas fallas se desarrolló principalmente en los períodos Jurásico Tardío a Cretácico Superior, con menores niveles de actividad en tiempos más recientes.

La columna estratigráfica del área está formada por una serie de depósitos marino-continuales con edades comprendidas entre el Triásico Superior y el Terciario Inferior. Las principales formaciones sedimentarias se resumen en la figura 2.2. El basamento cristalino subyace a una profundidad de unos 5 km (Zapata & Folguera, 2005) el cual está afectado por fallas de rumbo N-S a NO-SE.

Desde el punto de vista magnético, la estratigrafía local se puede subdividir en cuatro unidades principales: un basamento magnético (rocas volcánicas, plutónicas y metamórficas del Paleozoico inferior a Triásico Superior); la secuencia sedimentaria no magnética (rocas carbonáticas, evaporíticas y clásticas del Triásico a Terciario inferior); rocas magnéticas intrusivas y del plateau basáltico superficial, del Plioceno-Pleistoceno. Estas intrusiones son principalmente filones capa concordantes o no con la estratigrafía.

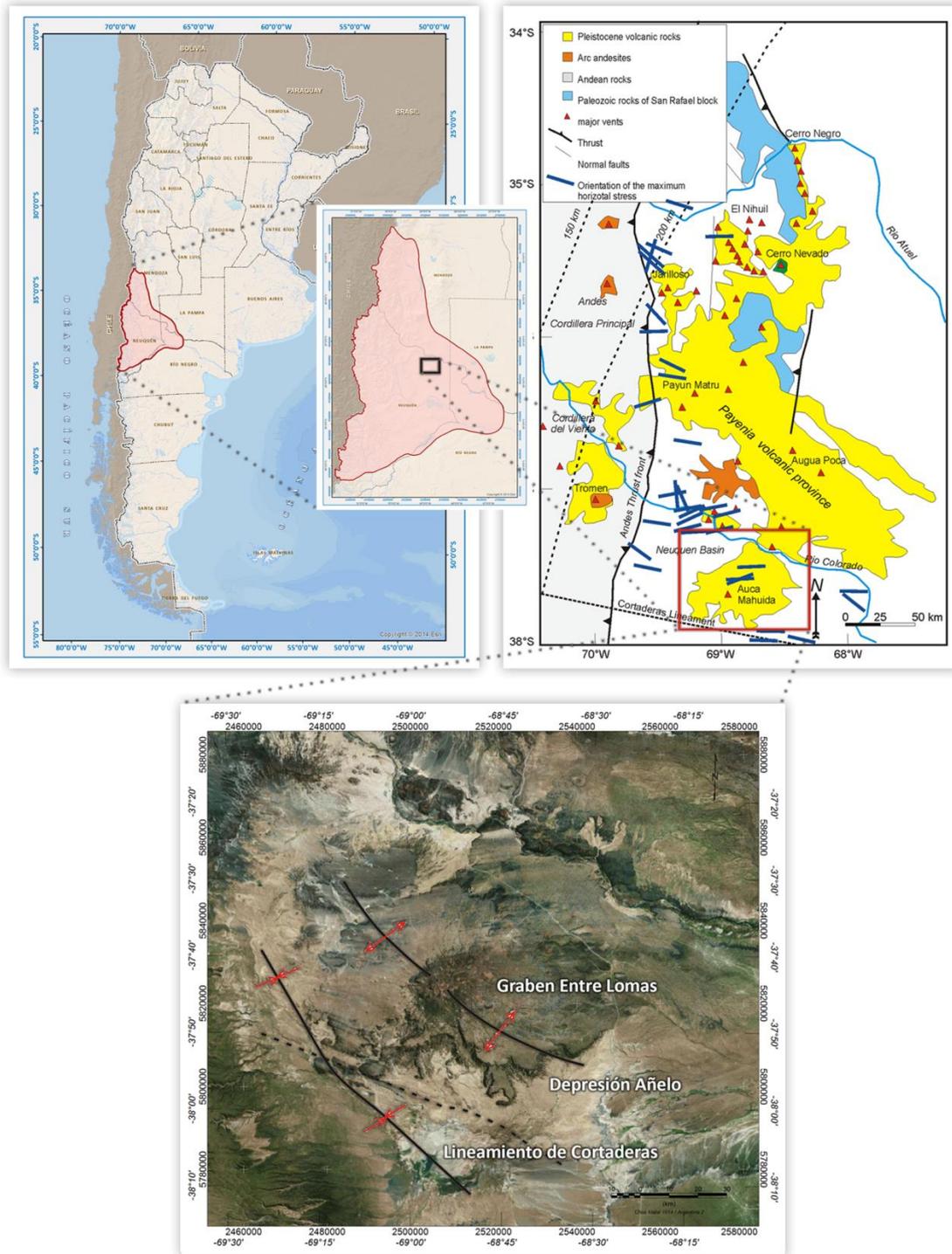


Figura 2.1. Arriba izquierda: ubicación de la Cuenca Neuquina (contorno rojo sobre el mapa de Argentina) junto con el plateau Aca Mahuida dentro de la cuenca. Arriba derecha: mapa esquemático de la provincia volcánica de Payenia. Abajo: imagen satelital del complejo volcánico con indicación de los principales rasgos estructurales.

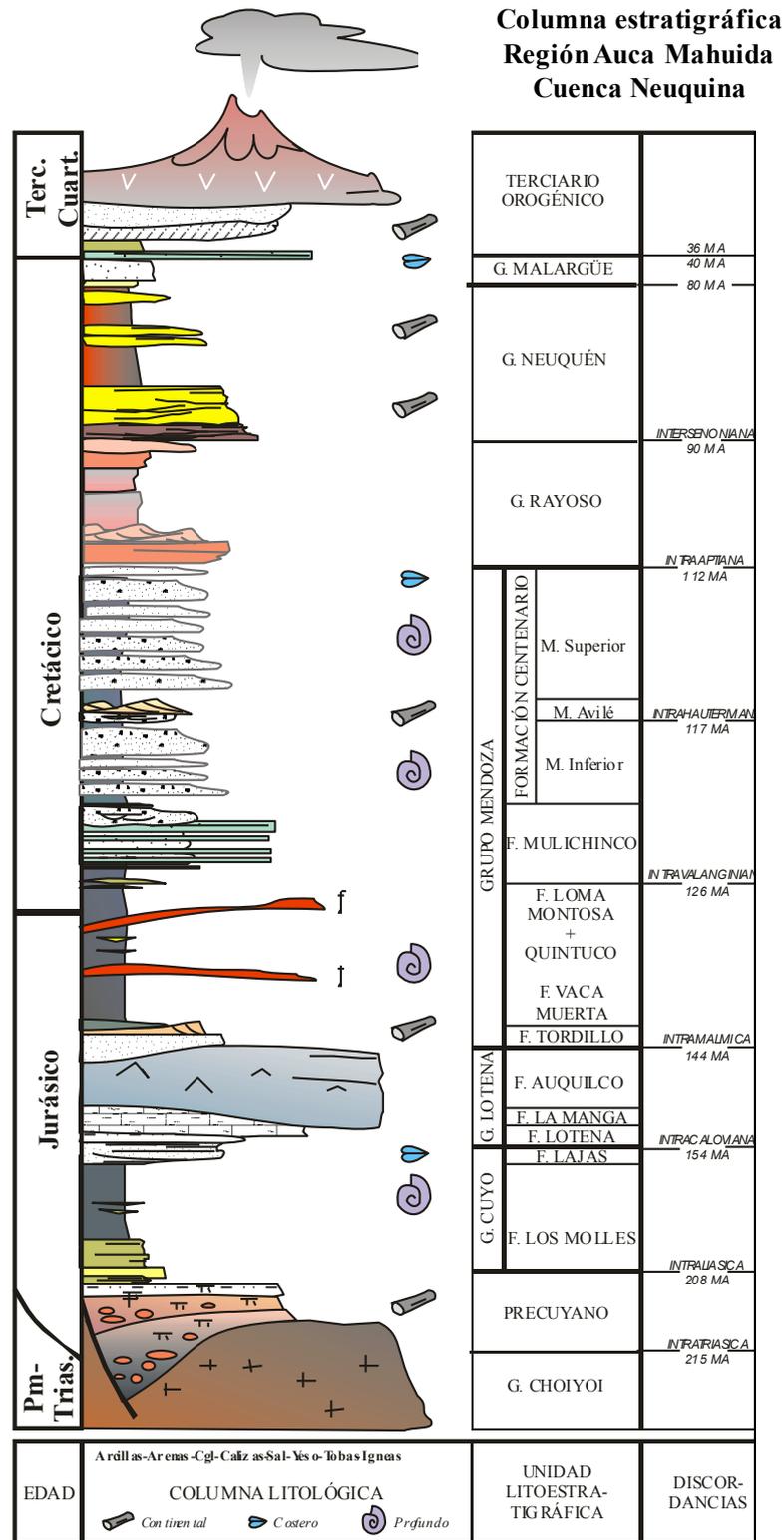


Figura 2.2. Columna estratigráfica correspondiente al área del volcán Auca Mahuida (Brisson & Veiga, 1999).

2.3 Tipos de rocas y caracterización geoquímica

Los análisis petrológicos realizados en rocas ígneas, proveen una herramienta esencial para el conocimiento de la evolución tectónica de una zona. La composición geoquímica de las rocas del área de estudio ha permitido hacer hipótesis sobre el origen y emplazamiento del volcán Auca Mahuida.

Las *rocas plutónicas* analizadas, de acuerdo a su contenido de sílice son básicas a intermedias. Las primeras comprenden a dos tipos litológicos: gabros y sieno-dioritas; las intermedias incluyen un solo tipo litológico: sienitas. Las *rocas volcánicas y subvolcánicas* (cuerpos intrusivos) relacionadas con el VAM y el campo volcánico adyacente, son en cuanto a su contenido de sílice, básicas e intermedias. Las rocas básicas comprenden los tipos litológicos de basaltos y traquibasaltos, y las intermedias las traquiandesitas basálticas, traquiandesitas y traquitas. Se ha observado que la mayor cantidad de cuerpos intrusivos se alojan en la sección inferior de las Formaciones Quintuco y Vaca Muerta, (posiblemente por ser niveles compuestos por pelitas que facilitan la intrusión desde el punto de vista mecánico) y en menor medida en las Formaciones Mulichinco, Centenario, Rayoso y el Grupo Neuquén (Bermúdez & Delpino, 1998, 2002).

De acuerdo a la composición geoquímica de las rocas estudiadas, Bermúdez y Del Pino, (1998) y Bermúdez et al., (2000) pudieron establecer que el volcán se habría originado a partir de fundidos litosféricos resultantes de la fusión parcial de la placa oceánica subductada en contacto con la astenósfera. Estos eventos de fusión pueden estar asociados al aumento de la pendiente de la losa subducida previamente horizontal, la cual habría producido un ascenso astenosférico (Kay et al., 2004, Pallares et al., 2016, figura 2.3). Estos fundidos ascendieron hasta la base de la corteza continental y evolucionaron en una o varias cámaras magmáticas. Luego el magma se elevó a profundidades más someras (6-10 km) debajo del área del VAM, donde los fundidos se homogeneizaron sufriendo procesos de diversificación magmática dando lugar a las rocas más ácidas de la serie. Las que alcanzaron la superficie son las traquitas que forman parte del VAM, mientras que las rocas intrusivas equivalentes corresponden a filones capa de composición traquítica y sienítica. Las rocas extrusivas basálticas y traquibasálticas relacionadas con los conos monogénicos del campo volcánico adyacente al volcán y los intrusivos que forman filones capa de composición gábrica, ascendieron directamente desde las cámaras relativamente más grandes situadas en la base de la corteza y desde las más pequeñas en conexión directa con la astenósfera. Los principales eventos ígneos se produjeron bajo regímenes extensionales que generaron fracturas profundas, las cuales se requieren para el ascenso de los fundidos desde grandes profundidades. Los mecanismos descritos implican que las rocas han tenido una fuente de origen común y los distintos tipos litológicos se han originado a partir de procesos de diversificación magmática; en este caso particular el proceso más probable es el de cristalización fraccionada, desarrollado dentro de una o varias cámaras magmáticas pero que han evolucionado bajo similares condiciones físicas y químicas.

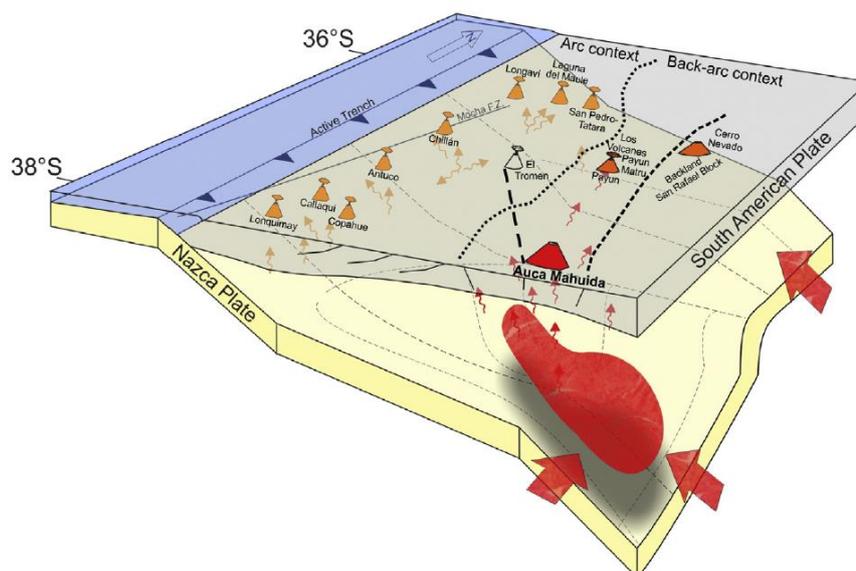


Figura 2.3. Modelo esquemático propuesto para el origen de las lavas de retroarco dentro de la provincia volcánica de Payenia. Se muestra la placa oceánica deformada y la consecuente surgencia de material astenosférico. Figura tomada de Pallares et al. (2016).

2.4 Reservorios de hidrocarburos

La exploración hidrocarburífera en el área comenzó en 1985 con la perforación del pozo VAM.x-1 y continuó en la década siguiente con el VAM.x-2. A partir de la información obtenida de estos dos pozos, se perforó el VAM.x-3 el cual resultó descubridor de hidrocarburo en un nivel arenoso a una profundidad de 2470 mbbp (metros bajo boca de pozo). De este modo, se desarrolla el yacimiento del VAM en el noreste del escudo volcánico (figura 2.4). La estructura que conforma el yacimiento ha sido generada por la intrusión de filones capa principalmente en las Formaciones Quintuco y Vaca Muerta, como así también en niveles más profundos del Grupo Cuyo. Algunos de estos emplazamientos ígneos son concordantes a varios niveles y otros lo son discordantes a la estratificación. Localmente, aparecen filones que atraviesan la Formación Mulichinco formando altos puntuales al desplazar la columna verticalmente. Estos filones están vinculados a fallas subverticales, que son o bien producto de la estructuración asociada a la intrusión de éstos cuerpos ígneos, o anteriores a la misma, y es posible que en varios casos constituyan el canal alimentador de los intrusivos alojados en la columna.

El conocimiento de la geología, el control estructural de las erupciones, la obtención de las edades absolutas y la caracterización geoquímica de las rocas, permiten aproximar algunas posibles relaciones entre los procesos que controlaron la actividad volcánica y la generación y migración de hidrocarburos.

La *roca madre* del petróleo alojado en el yacimiento VAM pertenece a la Formación

Vaca Muerta (Pángaro et al., 2004). Esta unidad, junto a la Formación Quintuco conforman un arreglo progradante que abarca desde términos de *off-shore* (margas y arcilitas) hasta calizas de plataforma interna. El límite entre ambas unidades es de carácter lito-estratigráfico.

El *reservorio* del yacimiento está constituido por las areniscas marinas litorales a fluviales distales de la Formación Mulichinco (Vottero, 2002). Su porosidad promedio es del 18 % superando, en algunos caos, el 22 %. Estas arenas se caracterizan por una gran continuidad areal y por presentarse como cuerpos con una disposición aproximadamente tabular, separados por niveles impermeables que representan, en general, eventos de exposición subaérea. Inmediatamente sobre la Formación Mulichinco se ubica un paquete arcilloso de unos 25 m de espesor, asociado a la transgresión marina basal de la Formación Agrio; éste constituye un sello de alcance regional mientras que los niveles arcillosos de la Formación Mulichinco constituyen sellos locales.

La trampa es netamente estructural y el yacimiento se encuentra restringido, por el momento, a su flanco NE.

Una de las hipótesis para explicar la presencia de hidrocarburos en el yacimiento, es que el evento volcánico y el emplazamiento de filones, además de originar la estructura, tuvo asociado un régimen de alto flujo calórico que afectó a la Formación Vaca Muerta causando una generación extra de petróleo. Éste migró a través de fallas verticales hasta los reservorios de la Formación Mulichinco.

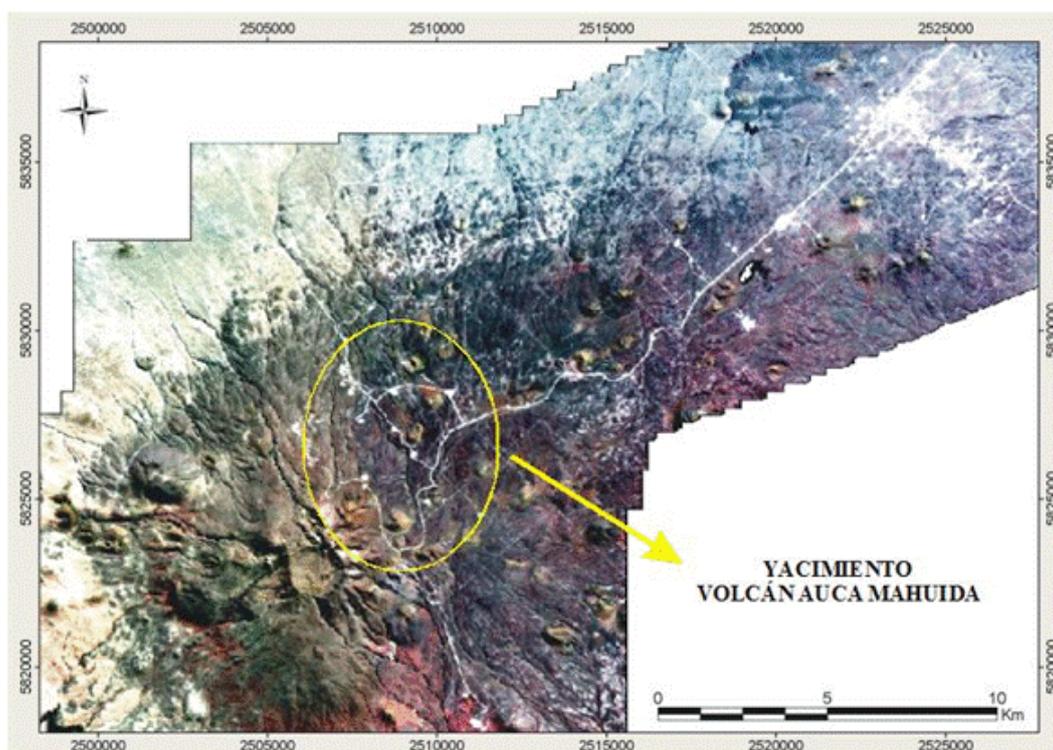


Figura 2.4. Imagen Satelital IKONOS, del año 2002, resolución 1 m. En el óvalo amarillo se muestra la localización del yacimiento Volcán Aca Mahuida.

CAPÍTULO III

DESCRIPCIÓN Y TRATAMIENTO DE LOS DATOS

En este capítulo se hace una revisión de los datos con los que se trabajó en esta tesis. Se incluyen datos geofísicos -sísmicos, magnéticos, gravimétricos-, mediciones paleomagnéticas, datos de pozo -litología, estratigrafía, perfiles (especialmente sísmico y densidad), temperatura de fondo y pases formacionales. Se analizó la calidad de los mismos y las limitaciones que presentan algunos de ellos debido a los espesores de rocas volcánicas existentes en superficie en la mayor parte del área de estudio. La influencia de estos factores en la relación señal-ruido es de particular importancia en el análisis e interpretación de los datos. Los datos aeromagnéticos, datos de topografía, modelo digital de elevaciones (DEM por sus siglas en inglés), imágenes Landsat e Ikonos, así como también toda la información referente a datos de pozos fueron provistos por YPF S. A. Las mediciones paleomagnéticas de las muestras tomadas en el campo fueron realizadas en el laboratorio del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) y las muestras de pozo en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel Valencio de la Universidad de Buenos Aires.

3.1 Base de datos

Se compiló una base de datos geográfica única en el software ArcGIS (Geographic Information System), con información de las anomalías magnéticas, litología, imágenes satelitales, DEM (figura 3.1), datos de pozo, para realizar una correlación espacial y confección de mapas. Además, gran parte de estos datos se volcó en la aplicación Oasis Montaj del software Geofsoft™. La disponibilidad de todos los datos reunidos en la base GIS como en Oasis Montaj, permitió hacer un análisis comparativo y correlaciones entre rasgos geológicos y geofísicos. El sistema de referencia usado a lo largo de este trabajo de tesis es Chos Malal, y la proyección Gauss Kruger faja 2. Todos aquellos datos cuyo datum difiere del elegido, fueron transformados antes de ser utilizados.

Por otro lado, se confeccionaron tablas con información brindada por los datos de pozos disponibles en el área de trabajo, como ser, estratigrafía, temperatura de fondo y a otras profundidades, espesores de basaltos, topes de las formaciones que componen la

columna sedimentaria. Toda esta información ordenada permitió construir los pilares de este trabajo de tesis.

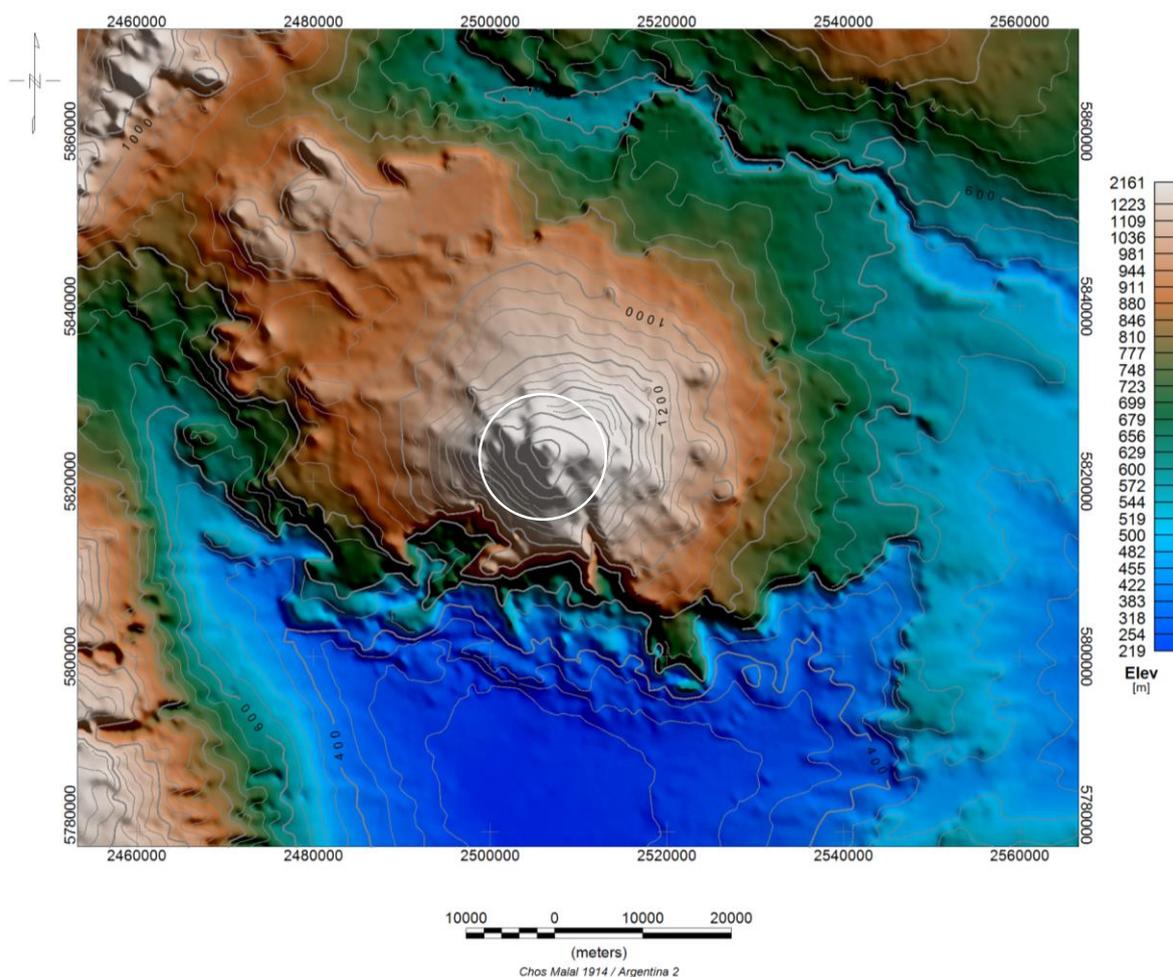


Figura 3.1. Mapa del modelo de elevación digital del terreno del Volcán Auca Mahuida provisto por YPF S A. Las unidades están dadas en m sobre nivel del mar. Resolución: 90 m x 90 m. En círculo blanco se indica el cráter central.

3.2 Adquisición y reducción de los datos magnéticos y gravimétricos en el volcán Auca Mahuida

Con el objetivo de obtener mayor información del subsuelo en esta zona, se llevó a cabo un relevamiento magnético y gravimétrico aéreo de *alta resolución* en el año 2001 por la empresa Carson Aerogravity para YPF S. A. Se adquirieron 3436 y 2889 kilómetros de datos magnéticos y gravimétricos respectivamente, en los bloques “Volcán Auca Mahuida” y “Señal Cerro Bayo”, comprendidos entre $37^{\circ} 33'$ y $37^{\circ} 51'$ de latitud sur, y $68^{\circ} 37'$ y $69^{\circ} 06'$ de longitud oeste (figura 3.2). El relevamiento consta de 113 líneas, de las cuales 53 fueron

recorridas con acimut de 90 o 270 grados medidos desde el norte; y 60 con acimut de 0 o 180 grados desde el norte. Estos datos fueron medidos desde un helicóptero Sikorsky Twin Engine S-61 volando a una velocidad de 50 nudos (92.6 km/h aproximadamente) a una altura promedio de vuelo de 2830 m sobre nivel del mar. Las mediciones fueron realizadas a intervalos de 1 segundo, con lo cual los puntos de medición están separados una distancia de 25 m. El área se recorrió usando una grilla de vuelo con espaciamientos de 2 km x 2 km, excepto en la parte central del bloque del relevamiento donde para lograr mayor detalle se usó una grilla de 0.5 km x 0.5 km. Se realizaron 52 vuelos entre marzo y junio de dicho año, siendo los primeros para pruebas, calibraciones de los equipos de medición, etc. Hubo vuelos suspendidos por causas tales como excesiva turbulencia o malas condiciones de vuelo.

La navegación del helicóptero se realizó con un GPS NAVSTAR y con un sistema de posicionamiento de tiempo real. La altimetría se midió con un transductor de presión Rosemount modelo 1201F el cual posee un sistema de compensación de temperatura para reducir los efectos de las variaciones de temperatura ambiente. Por otra parte, para medir la altitud respecto al terreno, el helicóptero usó un altímetro de radar pulsado que mide el objeto más cercano a la nave.

Para medir la intensidad del campo magnético total se usó un magnetómetro “Geometrics High Sensitivity Cesium Vapor”, cuya precisión es del orden de ± 0.15 nT. El sensor del magnetómetro se colgó del helicóptero por medio de un cable a una distancia tal que el detector se mantuviera libre de la influencia magnética de la aeronave.

Las mediciones gravimétricas fueron hechas con un gravímetro “La Coste & Romberg Air/Sea Gravity Meter (Model S)”, del tipo de resorte montado sobre plataforma estabilizada con giróscopos, cuya precisión estática es de 0.01 mGal.

El procesamiento de los datos magnéticos y gravimétricos realizado por la empresa Carson Aerogravity, fue llevado a cabo para obtener el *campo de anomalías de intensidad magnética total* y el *campo de anomalías gravimétricas*, respectivamente.

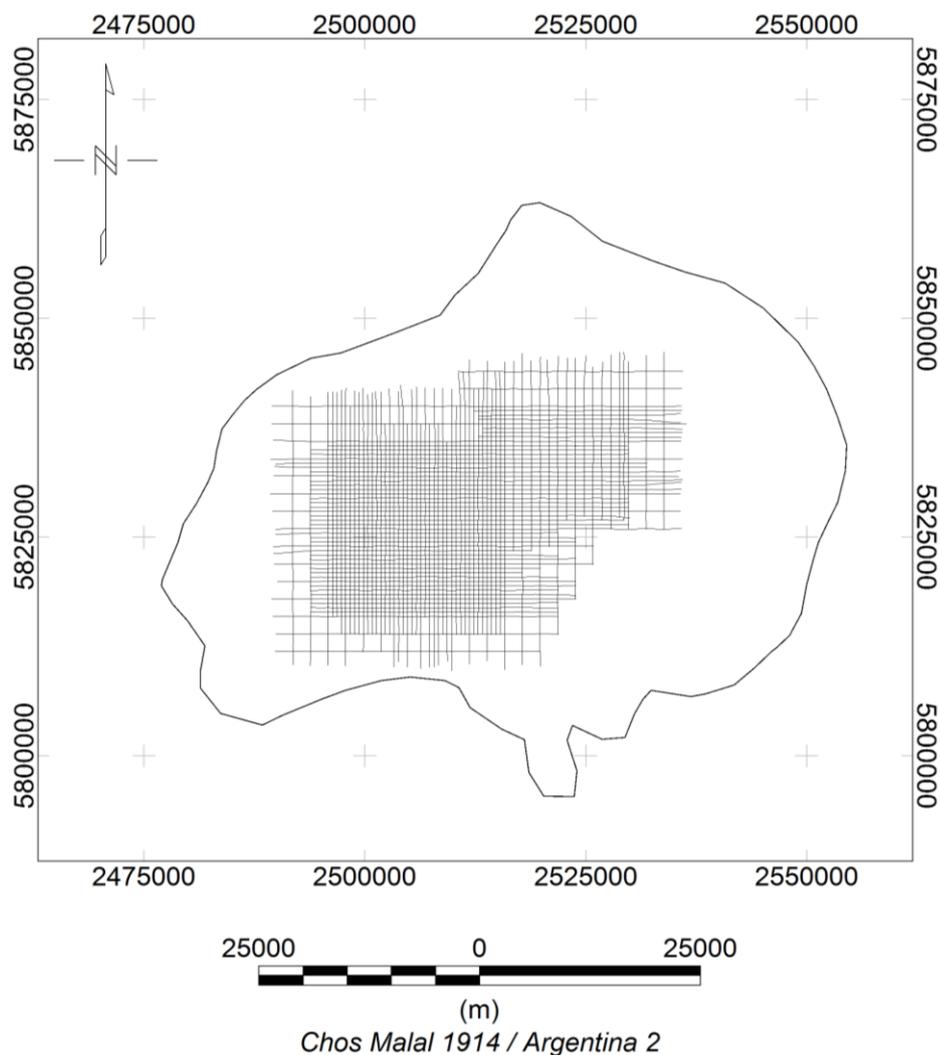


Figura 3.2. Patrón de líneas de vuelo del relevamiento aeromagnético-gravimétrico 2001 en color negro. Contorno: plateau volcánico. Se puede apreciar que el relevamiento aeromagnético no cubre todo el plateau.

3.2.1 Generalidades sobre Campo geomagnético

El campo magnético terrestre es la resultante de varias componentes magnéticas, originadas dentro y fuera de la Tierra, las cuales varían espacial y temporalmente sobre el planeta. El campo principal generado por corrientes electromagnéticas en el núcleo exterior constituye alrededor del 98% del campo geomagnético. Los campos de origen externo contribuyen a la mayor parte del campo restante. Este campo externo es debido principalmente a la actividad del Sol sobre la ionósfera y la magnetósfera, y presenta variaciones periódicas siendo la más importante la variación diaria con período de 24 horas. También son periódicas la variación lunar, la variación anual y la variación undecenal. Otras

variaciones rápidas de origen externo son las pulsaciones magnéticas, las tormentas magnéticas, las bahías, los efectos cromosféricos, etc. El menor aporte, lo constituyen los efectos estáticos debidos a la magnetización de las fuentes en el subsuelo. A esta última componente del campo, se la conoce como *anomalías magnéticas corticales*, las cuales se asocian al basamento formado por unidades ígneo-metamórficas y a cuerpos de roca ígnea intruidos en el subsuelo. Las anomalías magnéticas corticales constituyen el principal objeto de estudio de esta tesis.

El campo de inducción magnética se puede expresar como el gradiente de un potencial escalar, esto es, $\mathbf{B} = -\nabla V$. Teniendo en cuenta que V es armónico en la región libre de fuentes, es decir, satisface la ecuación de Laplace, $\nabla^2 V = 0$, V se puede representar por una expansión en armónicos esféricos como:

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} T_n^i + \left(\frac{r}{a}\right)^n T_n^e \right] \quad (3.1)$$

$$T_n^i = \sum_{m=0}^n (g_n^{mi} \cos m\varphi + h_n^{mi} \operatorname{sen} m\varphi) P_n^m(\theta)$$

$$T_n^e = \sum_{m=0}^n (g_n^{me} \cos m\varphi + h_n^{me} \operatorname{sen} m\varphi) P_n^m(\theta)$$

donde a es el radio de la Tierra, r la distancia al origen, θ la colatitud, φ la longitud y $P_n^m(\theta)$ son los polinomios de Legendre de grado n y orden m normalizados de acuerdo a la convención de Schmidt. g_n^{mi} , g_n^{me} , h_n^{mi} , y h_n^{me} son los coeficientes de Gauss que tienen dimensiones de inducción magnética, expresados en general en unidades de nT y pueden ser obtenidos de un análisis del desarrollo de armónicos esféricos (Lowrie, 2007; Blakely, 1995). El término $n=0$ correspondiente al coeficiente g_0^0 no fue tenido en cuenta porque corresponde al potencial de un monopolo.

El primer término de la ecuación (3.1), corresponde a la contribución de origen interno, y el segundo a la externa.

Los coeficientes de la ecuación (3.1) pueden determinarse mediante la relación $\mathbf{B} = -\nabla V$. Si bien el potencial magnético V no se mide directamente en los estudios geofísicos, los magnetómetros pueden medir el módulo y las componentes ortogonales del campo de inducción.

El vector de campo magnético puede expresarse como componentes en coordenadas esféricas ($Br, B\theta, B\varphi$) y también cartesianas (B_x, B_y, B_z) paralelas a tres ejes ortogonales donde B_x apunta al norte geográfico, x ; B_y al este y ; y B_z vertical hacia abajo z (figura 3.3). Entonces, las componentes de \mathbf{B} se escriben como (3.2):

$$B_x = -B_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta}$$

$$B_y = B_\phi = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi} \quad (3.2)$$

$$B_z = -B_r = \frac{\partial V}{\partial r}$$

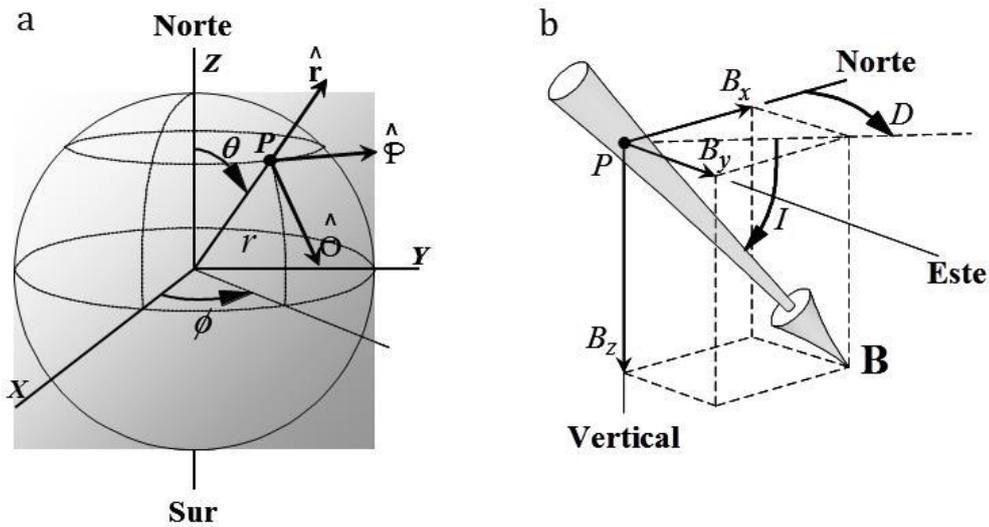


Figura 3.3. Gráfico adaptado de Blakely, 1995. a) Sistema de coordenadas esféricas. El punto P está definido por las coordenadas r , θ y ϕ , y un vector en el punto P se describe en términos de tres vectores unitarios ortogonales: \hat{r} , $\hat{\theta}$, y $\hat{\phi}$. b) Sistema de coordenadas cartesianas del punto P. Se muestran las tres componentes del vector B : B_x es positivo en dirección norte ($B_x = -B_\theta$), B_y positivo hacia el este ($B_y = B_\phi$), y B_z es positivo hacia abajo ($B_z = -B_r$). La inclinación I es el ángulo que forma B con el plano horizontal, positivo hacia abajo; la declinación D es el acimut de la proyección horizontal de B , positivo hacia el este.

Los elementos del vector del campo geomagnético en el sistema ortogonal cartesiano, se pueden definir por las relaciones (3.3). H es la intensidad de la componente horizontal, T la intensidad total; e I y D la *inclinación* y *declinación* magnética respectivamente. I es el ángulo vertical entre el vector y el plano horizontal, y D es el ángulo entre el meridiano magnético y el meridiano geográfico.

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2}$$

$$B = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2}$$

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.3)$$

$$D = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}}$$

En principio se necesitaría un número infinito de coeficientes de Gauss para definir completamente el campo. El *Campo de Referencia Geomagnético Internacional* (IGRF por sus siglas en inglés) es un modelo global del campo principal interno, calculado hasta $n=10$. Este modelo se actualiza a intervalos regulares de 5 años e incluye la tasa de variación temporal de los coeficientes (variación secular) para interpolarlos. El campo magnético originado dentro de la tierra es aproximadamente dipolar: de hecho los coeficientes de primer orden del desarrollo de armónicos esféricos, es decir, g_1^0 , g_1^1 y h_1^1 , son mucho mayores que los subsiguientes.

Fuentes externas tales como corrientes en la ionósfera producen variaciones temporales de corto periodo en el campo geomagnético. Las de períodos de un día se conocen como *variación diurna*.

Los conceptos brevemente descriptos aquí intervienen en la reducción de los datos para arribar al campo de anomalías magnéticas presentes en la corteza terrestre.

3.2.2 Procesamiento del dato aeromagnético

A continuación se realiza una descripción de las técnicas utilizadas en la reducción de los datos provenientes de un relevamiento aeromagnético, tal como el que se realizó en el volcán Auca Mahuida.

En la primera etapa se evalúan los datos y grillas; y se remueven anomalías importantes o picos presentes en los mismos (*despiking*). Luego se identifican los errores.

Los errores en los datos relevados se pueden clasificar en dos tipos: error sistemático y ruido sistemático. El efecto más evidente de tales errores es un corrimiento aparente de nivel, una diferencia entre líneas paralelas vecinas de un relevamiento, conocido como error de *levelling*.

Las fuentes de error sistemático incluyen la variación diurna del campo magnético terrestre, rumbo (*heading*) del avión, variación de los instrumentos, error de retraso o *lag* entre el avión y el sensor, y problemas de nivelación entre las líneas de vuelo (líneas de producción) y las de control (*tie lines*). Los errores sistemáticos se eliminan típicamente usando correcciones conocidas (estación base diurna, *lag*, *heading*, y el IGRF).

El ruido sistemático es el error residual en los datos que permanece luego de aplicar las correcciones del error sistemático. Este ruido se debe usualmente a gradientes o

diferencias de elevación en los datos. Para corregirlo se usan métodos de *levelling* convencional y *levelling* empírico.

Los errores magnéticos dependientes del tiempo están relacionados con la variación diurna del campo magnético terrestre. Una técnica habitual para corregirlos es medir el campo magnético en una locación terrestre fija (estación base), cercana o dentro del área del relevamiento. Esta técnica supone que las variaciones temporales del campo magnético en la estación base serán las mismas que en las posiciones por donde pasa el sensor en movimiento. Esto es aceptable para relevamientos pequeños (50-100 km), incluyendo la mayoría de los relevamientos terrestres, pero puede ser una mala suposición para relevamientos extensos en los cuales la estación base queda lejos del área cubierta. Si bien habitualmente se supone que las variaciones temporales del campo geomagnético registradas en la estación base son representativas de las mismas variaciones a lo largo de toda el área del relevamiento, tales variaciones no están totalmente sincronizadas y pueden cambiar su fase y amplitud significativamente en distancias del orden de 50 km.

Partiendo de esta suposición, en la que la base y la aeronave registran los mismos valores del campo externo, la diferencia entre la medición en un instante de referencia dado, t_0 y otro cualquiera, será el mismo para ambos magnetómetros (el del vuelo y la estación base). Por lo tanto es válida la relación (3.4):

$$B(t, \mathbf{x}_{\text{base}}) - B(t_0, \mathbf{x}_{\text{base}}) = B(t, \mathbf{x}_r) - B(t_0, \mathbf{x}_r) \quad (3.4)$$

donde:

$B(t, \mathbf{x}_{\text{base}})$ Es el valor del módulo del campo magnético registrado en el magnetómetro base durante la ejecución del relevamiento aeromagnético sincronizado con el tiempo del magnetómetro en el avión.

$B(t_0, \mathbf{x}_{\text{base}})$ Es el valor del campo magnético de la estación base en el instante de referencia.

$B(t, \mathbf{x}_r)$ Es el valor del campo magnético registrado durante el relevamiento aeromagnético.

$B(t_0, \mathbf{x}_r)$ Es el valor del campo magnético registrado durante el relevamiento aeromagnético en el tiempo de referencia.

Con esta relación es posible realizar la reducción temporal de las mediciones aeromagnéticas respecto a un determinado instante en el tiempo representada por el valor $B(t, \mathbf{x}_r)$ en la ecuación (3.2). Este procedimiento no implica la remoción completa de las variaciones del campo externo sino que pretende reducirlas a un valor aproximadamente constante para todo el relevamiento. De este modo las variaciones del campo externo no afectan el cálculo de la anomalía.

El error de *lag* (retraso) resulta cuando el sistema de posicionamiento del

relevamiento es significativamente distinto de la localización física del sensor (como en los relevamientos en configuración *towed bird*). Esta corrección ajusta la línea de tiempo de las lecturas para reproducir los datos de posicionamiento.

Los errores de *heading* (rumbo) se relacionan con el campo magnético de la plataforma de medición, el cual varía con la dirección del relevamiento, dando origen a corrimientos sistemáticos en los datos.

Luego de la reducción temporal pueden quedar en los datos diferencias de nivel en las medidas del campo magnético a lo largo de los perfiles de vuelo. Esto puede ser causado por la incompleta remoción de las variaciones del campo externo, de los errores del GPS en el posicionamiento de las medidas o de los errores del láser del altímetro en la estimación de las cotas. Estos errores se remueven con la técnica de *levelling* que utiliza las mediciones de los perfiles de control (*tie line*). Las *tie lines* son líneas de control que normalmente se recorren perpendiculares a las líneas regulares del relevamiento. Si los datos no contienen error de *levelling*, entonces las *tie lines* y las líneas del relevamiento tendrán los mismos valores en los puntos donde se cruzan. Si los valores son distintos debe aplicarse corrección de *levelling*.

Las correcciones de *levelling* se pueden aplicar de modo convencional o empírico. El enfoque convencional requiere evaluar las líneas de control y las líneas regulares juntas. Primero se ajustan todas las *tie lines*, y luego las regulares se ajustan para que coincidan con aquéllas. Los ajustes consisten en aplicar un único tipo de tendencia a todas las líneas, regulares y *tie lines* (*levelling simple*) o bien aplicar tendencias individuales a líneas o grupos de líneas (*levelling detallado*).

La reducción de los datos continúa con la remoción de la contribución debida al campo de origen nuclear. Esta componente se determina con el modelo de referencia IGRF, que es una función de la latitud y longitud, de la cota y el tiempo. El campo de la anomalía de la corteza finalmente se calcula como la diferencia entre los datos una vez aplicado el *levelling* y el valor del modelo utilizado para el campo principal en cada posición de medición. Los valores obtenidos se interpolan, por ejemplo, con el algoritmo de *mínima curvatura*, considerado el mejor método para la interpolación de anomalías en los datos de campos potenciales (De Ritis, 2004).

Cuando la remoción de las variaciones del campo externo no es completa, queda un ruido residual en la anomalía obtenida. Para eliminar este residuo se utiliza la técnica de *microlevelling*. El *levelling* empírico o *microlevelling* es una técnica de filtrado matemático que se le aplica a los datos interpolados para eliminar ruido residual asociado a las líneas de vuelo. Estos son filtros bidimensionales de “decorrugamiento” que se aplican sobre la matriz de los datos transformados al dominio de la frecuencia, y se usan para identificar pequeñas variaciones entre líneas. Es necesario asegurarse de que el ruido que se está tratando de eliminar no esté presente en la señal natural en la misma dirección de filtrado. En este sentido, los parámetros que controlan la intensidad del filtro representan un aspecto crítico. La diferencia de las matrices de los datos antes y después del *microlevelling* proporciona la matriz de errores eliminados. La corrección de *microlevelling* se obtiene sustrayendo de la matriz del campo de anomalía la matriz de los errores obtenidos (De Ritis, 2004).

Por lo tanto, el procesamiento de datos del VAM siguió los pasos antes mencionados, que se pueden resumir en la forma siguiente: eliminación de ruidos y picos espúreos mediante filtrado, técnica conocida como *despiking*. Los datos fueron correlacionados con la posición dada por GPS. A lo largo de cada perfil, se hicieron las correcciones para la remoción de la contribución debida al campo de origen nuclear, en las que se usó el IGRF para la fecha 2001.2056. Posteriormente a que los datos fueran corregidos por el IGRF, se aplicó la corrección por variación diurna del campo magnético a partir del registro de un magnetómetro base ubicado en el aeropuerto de Rincón de los Sauces (lugar desde donde partió el helicóptero a 30 km en dirección norte del VAM). Luego de que se volaran todas las líneas en la grilla se hizo un análisis de las intersecciones (*levelling*) y se volvieron a volar todas las líneas “ruidosas” antes de que el helicóptero abandonara el área.

La secuencia del proceso se podría resumir como:

- 1- Evaluación de datos y grillas
 - Identificación de errores sistemáticos
 - Identificación de ruido sistemático
- 2- Aplicación de correcciones sistemáticas
 - Corrección de estación base
 - Corrección de retardo (lag)
 - Corrección de rumbo (heading)
 - Corrección IGRF
- 3- Aplicación de levelling convencional (tie line)
 - (Simple o detallado)
- 4- Aplicación de levelling empírico (microlevelling).

3.2.3 Procesamiento del dato gravimétrico

La *gravedad observada o medida, g_{obs}* , en un relevamiento móvil está formada por una serie de contribuciones de las cuales sólo nos interesa la producida por las fuentes someras. Esto se resume como (Blakely, 1995):

- Gravedad observada =
- (1) efecto de la aceleración plataforma móvil (Eötvös)
 - + (2) atracción del conjunto de masas terrestres por debajo del nivel de referencia (nivel medio del mar)
 - + (3) efecto de la elevación sobre el nivel del mar (aire libre)
 - + (4) efecto de la masa topográfica sobre el nivel del mar (Bouguer y Topográfica)
 - + (5) variaciones dependientes del tiempo (marea) y deriva del instrumental
 - + (6) efecto de las masas que soportan carga topográfica (Isostasia)
 - + (7) efecto de variaciones de densidad de la corteza y manto superior (geología)

En este estudio el objetivo consiste en aislar la última cantidad (7) de la expresión anterior, es decir, el efecto de las variaciones de densidad de la corteza y manto superior. Para lo cual debe aislarse la anomalía residual mediante la aplicación de filtros que serán descritos en el Capítulo VI.

(1) El tratamiento de los datos gravimétricos comienza con la corrección de los efectos dinámicos. En el caso que nos ocupa, los datos de gravedad fueron medidos desde una plataforma que al estar en movimiento, hace que actúe la fuerza centrífuga. Esto hace que se requiera aplicar la *corrección de Eötvös*, conociendo la posición horizontal y vertical del helicóptero. Para esta corrección se usó la siguiente ecuación (3.5) (Nettleton, 1940):

$$g_{etv} = \frac{(a + H)}{a^2} (2a\omega v \cos \lambda \operatorname{sen} \alpha + v^2) \quad (3.5)$$

donde g_{etv} es la corrección de Eötvös, v la velocidad del helicóptero, H la elevación sobre el nivel del mar, a el radio terrestre, α el *heading*, λ la latitud y ω la velocidad angular de rotación de la Tierra.

A modo de ejemplo se muestran en la figura 3.4 los valores de la corrección de Eötvös como función del rumbo (dirección respecto al norte, en grados) manteniendo constantes los parámetros promedio del relevamiento aéreo del VAM (altitud de 2830 m, velocidad de 92.6 km /h, latitud 37.4°S).

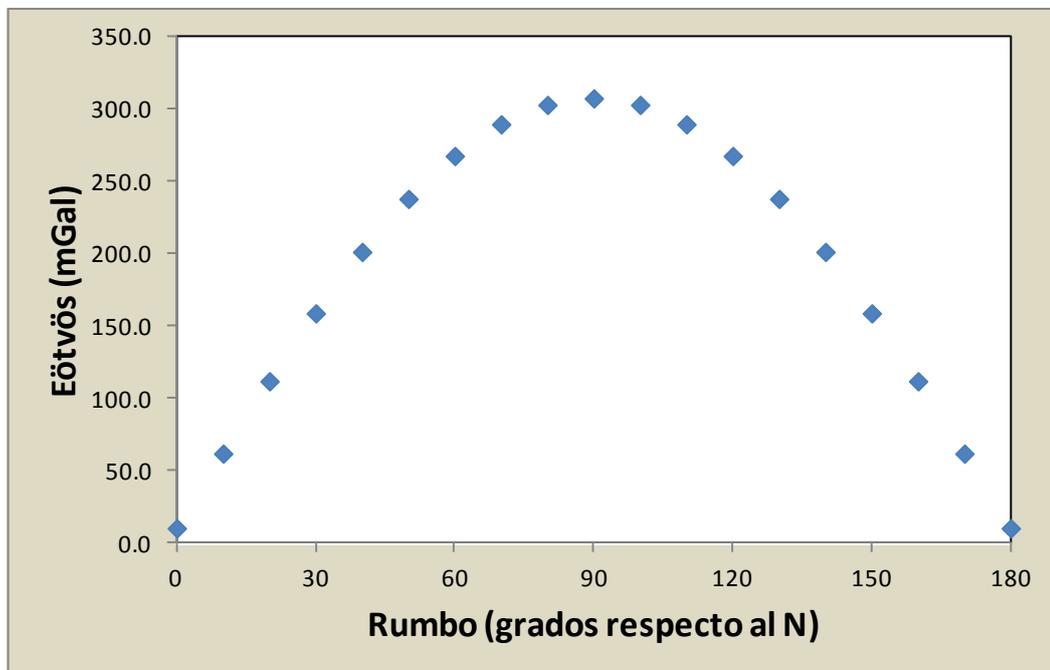


Figura 3.4: Corrección de Eötvös como función del rumbo con los parámetros promedio del relevamiento.

Las aceleraciones verticales se calculan de los valores de altitud derivados de los sensores de presión bidireccionales y de la información de posición vertical obtenida del GPS. Las altitudes derivadas de la presión tienen una deriva debida a pendientes barométricas lineales y no lineales que se remueven antes del cómputo. La siguiente ecuación (3.6) se usa para el cálculo de las aceleraciones verticales:

$$A = \frac{(E_3 - E_2) - (E_2 - E_1)}{t^2} \quad (3.6)$$

donde A es la aceleración vertical, E_1 elevación en el punto 1, E_2 elevación en el punto 2, E_3 elevación en el punto 3, t diferencia temporal o frecuencia de muestreo.

La reducción de los datos gravimétricos se realizó con el fin de obtener las anomalías gravimétricas, es decir, la diferencia entre el valor de gravedad observada y corregida (g_{cobs}) en un punto de la superficie y la gravedad teórica (γ), obtenida de un modelo de referencia. Esto es, $\Delta g = g_{\text{cobs}} - \gamma$.

(2) Debido a la complejidad de las variaciones internas de densidad, se acostumbra referenciar el geoide a una superficie más simple y suave. En virtud de un acuerdo internacional, esa superficie equipotencial es la superficie de un elipsoide que limitaría una Tierra rotante y de densidad uniforme. Las diferencias de altitud entre ese elipsoide de referencia y el geoide son generalmente menores a 90 m y reflejan variaciones laterales de densidad uniforme así como su forma.

Para los datos del VAM se utilizó la Fórmula Internacional de gravedad para el Sistema de Referencia Geodésico de 1967 (GRS67), expresada como (Blakely, 1995):

$$\gamma = 9.78031846 (1 + 0.0053024 \sin^2 \lambda - 0.0000058 \sin^2 2\lambda) \quad (3.7)$$

donde γ es la gravedad teórica en gales y λ es la latitud.

(3) La *corrección de aire libre* se aplica a mediciones gravimétricas realizadas por encima del nivel del mar, y tiene en cuenta la diferencia en la atracción gravitatoria debida sólo a la altura (distancia del punto de medición al centro de la Tierra), sin tomar en cuenta las masas existentes. Si $g(r)$ representa la atracción gravitatoria del elipsoide de referencia, entonces el valor de la gravedad a una altura h por encima del nivel del mar, pequeña comparada con el radio de la Tierra, está dada por el desarrollo en serie de Taylor:

$$g(r + h) = g(r) + h \frac{\partial}{\partial r} g(r) + \dots \quad (3.8)$$

Conservando hasta el primer orden, reordenando y suponiendo una Tierra esférica

$(g(r) = -GM/r^2)$ resulta:

$$g(r) = g(r + h) - \frac{2g(r)}{r} h \quad (3.9)$$

donde G es la constante de gravitación universal y es igual a $6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ en unidades SI y $6.67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ s}^{-2}$ en unidades cgs.

El último término es la corrección de aire libre g_{AL} . Usando los valores de g y r a nivel del mar resulta (g_{AL} en gal y h en cm, o bien g_{AL} en ms^{-2} y h en m):

$$g_{AL} = -0.3086 \times 10^{-5} h \quad (3.10)$$

h es la altura de observación aérea sobre el nivel del mar.

Por lo tanto, la anomalía de aire libre está dada por:

$$AAL = g_{obs} - g_{AL} \pm g_{etv} - \gamma \quad (3.11)$$

donde g_{etv} es la corrección por el efecto de Eötvös.

(4) Tanto la gravedad teórica como la corrección de aire libre ignoran la masa existente entre el nivel de la medición y el nivel del mar. Esta masa adicional es tomada en cuenta en la *corrección de Bouguer*. La corrección de Bouguer simple aproxima toda la masa sobre el nivel del mar con una capa homogénea infinita de espesor igual a la altitud del punto de observación desde el nivel del mar con densidad ρ . La atracción debida a esa placa da lugar a una aceleración:

$$g_{placa} = 2\pi G\rho h \quad (3.12)$$

donde h es el espesor de la placa. Usando un valor típico de densidad de la corteza de 2.67 g/cm^3 , la corrección resulta:

$$g_{placa} = 0.1119 \times 10^{-5} h \quad (3.13)$$

g_{placa} en gal y h en cm, o bien g_{placa} en ms^{-2} y h en m. Como se verá en el Capítulo VI para los datos del VAM se usó un valor de densidad distinto tanto para esta corrección como para la topográfica.

La anomalía simple de Bouguer (ABS) ignora la forma de la topografía: masas por encima del nivel de observación tales como montañas no son tenidas en cuenta en la placa y

valles por debajo de esa elevación forman cavidades dentro de la placa. Por lo tanto, la corrección simple de Bouguer tiende a sobrecompensar las medidas efectuadas cerca de la superficie. De moderado a alto relieve topográfico la aproximación de una capa uniforme no es válida y se hace necesario introducir una *corrección por topografía*, g_t (Blakeley, 1995). Las correcciones de terreno en gravimetría aerotransportada consisten en el efecto gravitacional teórico producido por una capa de roca rellena desde el nivel del aparato aéreo hasta el nivel del mar, menos la topografía. Entonces, la anomalía de Bouguer completa (ABC) para observaciones aéreas resulta (Hinze et al., 2013):

$$ABC = g_{obs} - g_{AL} - g_{placa} \pm g_t \pm g_{etv} - \gamma \quad (3.14)$$

Reemplazando la ecuación (3.10) y (3.11) en (3.14) se obtiene:

$$ABC = g_{obs} + 0.3086 h - 2\pi G\rho (h - h_{GS}) \pm g_t \pm g_{etv} - \gamma \quad (3.15)$$

donde h_{GS} es la altura de la observación aérea sobre la topografía.

(5) Las mareas terrestres causadas por el sol y la luna son de amplitud suficiente para ser detectadas por los gravímetros como una gravedad variable en el tiempo. El efecto es mayor a bajas latitudes y tiene una componente periódica intensa de período aproximado 12 horas. El efecto de marea nunca excede $3 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-2}$ (0.3 mGal), una cantidad pequeña comparada con otras correcciones a la gravedad observada. Sin embargo, los efectos de mareas deben ser tenidos en cuenta en relevamientos de alta precisión. Para relevamientos menos precisos puede resultar adecuado suponer que el efecto de marea es lineal en períodos de algunas horas y removerlo junto con otras correcciones temporales (por ejemplo, la deriva del instrumento).

(6) Se llama isostasia a la compensación de un exceso (aparente) de masa de un rasgo topográfico por una estructura de menor densidad en el subsuelo. Estructuras tales como cordilleras o continentes, de los cuales se esperaría una atracción gravitatoria lateral neta, no la evidencian en la magnitud esperada debido a la compensación ejercida por la “deficiencia” de masa en el volumen de la estructura sub-superficial. Las dos hipótesis principales de estas anomalías son debidas a Airy y a Pratt. La teoría de Airy considera que las masas de compensación son ondulaciones de la interfase corteza-manto, como en el caso de las raíces debajo de montañas (las raíces son de material de corteza de baja densidad, penetrando en el manto de mayor densidad). En cambio, Pratt propuso que la densidad varía lateralmente en la corteza de modo que toda sección vertical de corteza tiene una masa constante.

En el presente caso de estudio esta corrección no fue aplicada por las dimensiones de escala local del relevamiento.

3.3 Datos regionales

Los datos aéreos magnéticos y gravimétricos del relevamiento de alta resolución del VAM están comprendidos dentro del plateau volcánico. Para el análisis de los campos de anomalías, es importante contar con información que se extienda fuera del área de interés la cual posibilitaría incluir efectos regionales en la interpretación. De hecho, para los fines de la interpretación es necesario evaluar cualitativa y (siempre que sea posible) cuantitativamente el modo en que las longitudes de onda regionales afectan a las longitudes de onda contenidas en la medición.

3.3.1 Magnéticos

Se incorporaron a la base de datos de la tesis registros aeromagnéticos regionales de baja resolución del bloque “Cuenca Neuquina 1968” adquiridos por la Gerencia de Exploración YPF en 1968. Esto implica que los datos regionales tienen menor calidad que los medidos en el VAM en 2001. En el año 2007, el Servicio Geológico Minero Argentino (Ferpozzi et al., 2007) digitalizó, reprocesó y editó los datos regionales analógicos originales. El relevamiento se subdividió en tres bloques con alturas de vuelo diferentes (1000, 2500 y 4000 msnm) de acuerdo a la topografía. Se compone de líneas de vuelo de orientación N10° distanciadas 10 km, cruzadas por líneas de orientación N100° separadas 30 km (*tie lines*) y varias líneas diagonales de disposición irregular (figura 3.5). Se empleó un magnetómetro de precesión protónica, con intervalo de muestreo de 1 minuto equivalente a una distancia entre puntos de 2 a 3 km. Los centros de operaciones y de control de variación magnética diurna fueron San Rafael, Malargüe y Rincón del Sauces. Para la integración digital de los sectores volados a diferentes alturas, se realizó una continuación ascendente hasta 2000 m en aquellos sectores volados a alturas inferiores. Para la remoción de la componente nuclear se usó el modelo del IGRF correspondiente a la fecha 1968.5.

Desafortunadamente, estos datos no cubren el edificio central del VAM, de modo que sólo serán usados para un análisis cualitativo a fines de caracterizar los rasgos magnéticos en las longitudes de onda más larga que afectan a los límites de la anomalía del campo magnético total de 2001 (figura 3.5).

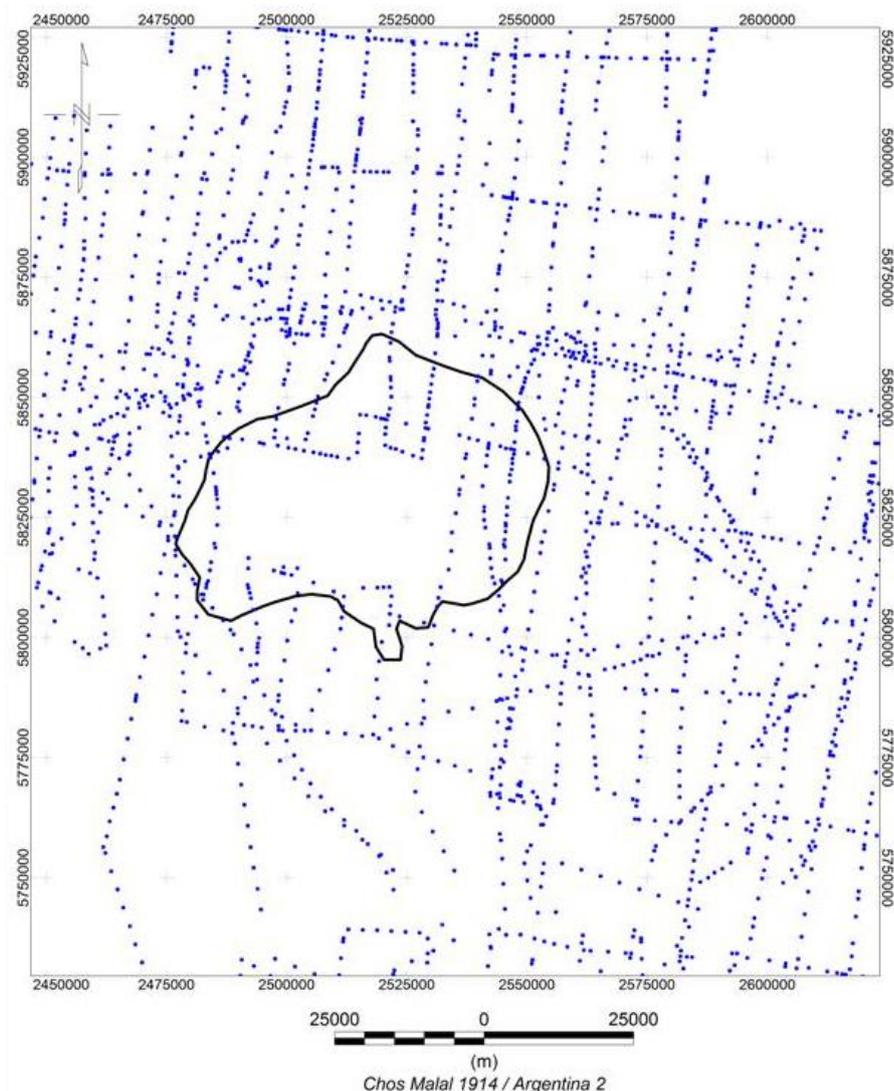


Figura 3.5. Datos aeromagnéticos regionales. El patrón de líneas de vuelo se representa en puntos de color azul. Se observa que los datos no cubren completamente el plateau volcánico del volcán Auca Mahuida.

3.3.2 Gravimétricos

Los datos gravimétricos de la Cuenca Neuquina existentes en la base de datos de YPF S. A., provienen de planos en papel de la propia YPF S. A. y del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Las estaciones de gravedad levantadas entre los años 1966 y 1975 por YPF S. A. se conservan en cartas a escala 1:50.000. En ellas se incluye la localización de cada estación y su valor de Anomalía de Bouguer (AB) relativa en unidades gravimétricas ($UG = 0.1 \text{ mGal}$) calculada para un valor promedio de densidad superficial de 1.97 g/cm^3 . Los planos no poseen datos de cota, por lo que se usó una *constante altimétrica* de 2.26 UG/m . El total de estaciones gravimétricas recopiladas fue de 28511. Los valores de gravedad medidos son relativos a una estación de referencia ya que no se medían valores absolutos de gravedad

(comunicación oral; no se conoce informe escrito). La base de datos provista por el IGN contiene un total de 3735 estaciones con coordenadas X e Y, cota y gravedad absoluta en mGal (Profeta, 2000).

Todos los levantamientos gravimétricos terrestres realizados en la cuenca fueron digitalizados por Repsol-YPF a finales de la década de 1990 (Profeta, 2000), donde se incluyeron las coordenadas de posición (norte y este) en el sistema Gauss-Kruger y el valor de AB. Se logró recuperar un total de 30854 estaciones. De acuerdo a lo que se observa en la figura 3.6, se podría inferir que la distribución regular de los puntos en algunas zonas es producto de la interpolación de la grilla. Adicionalmente, se digitalizaron las alturas provenientes de cada estación gravimétrica de las cartas topográficas de la República Argentina y del aporte de elevaciones de líneas sísmicas, con lo que se pudieron obtener 59935 observaciones altimétricas. Con estos valores de altura se originó un mapa topográfico.

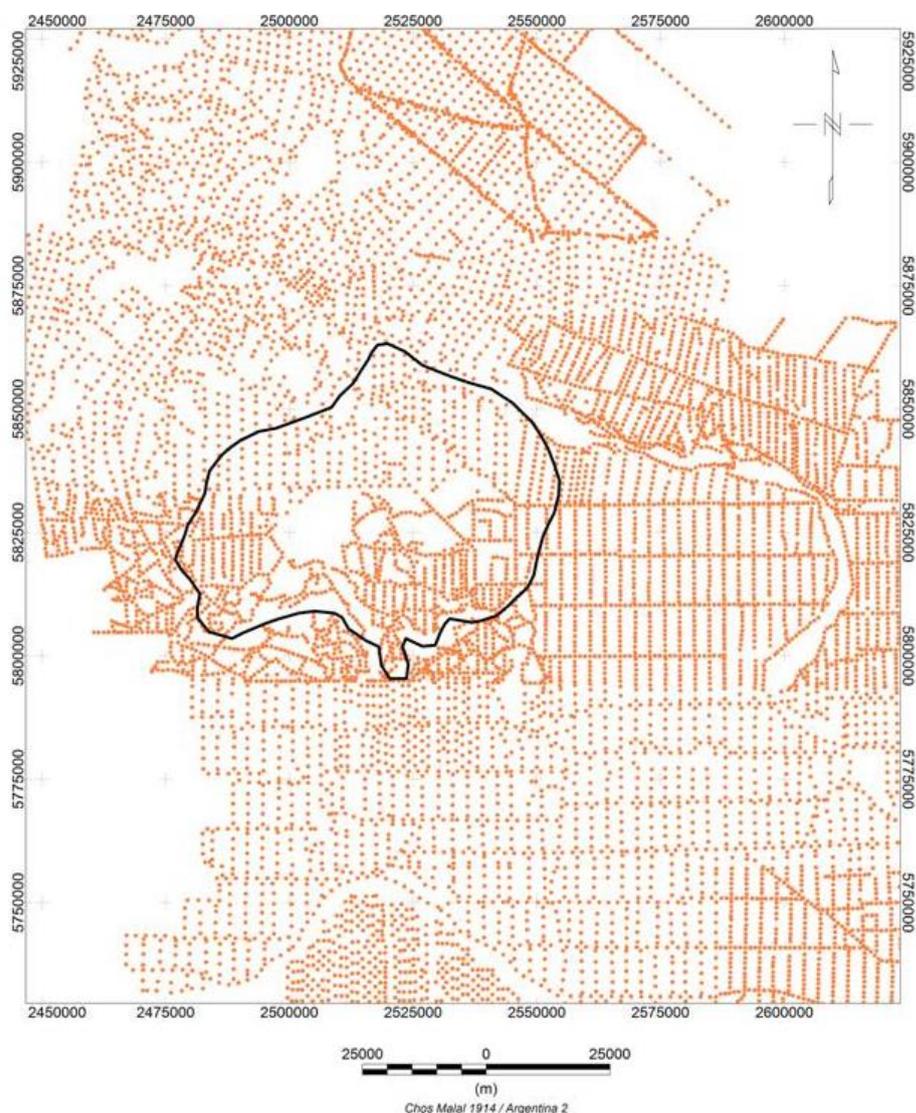


Figura 3.6. Datos gravimétricos regionales adquiridos por YPF.

3.4 Datos Sísmicos

Se dispone de líneas sísmicas 2D en el dominio de tiempo en el área del VAM (figura 3.7). En la zona cercana al cráter central del volcán, la información sísmica no tiene buena relación señal-ruido debido al espesor del manto lávico superficial con alta impedancia acústica (los espesores de roca volcánica varían entre 100 y 400 m). También se cuenta con un relevamiento sísmico 3D, resultado de la unión de tres cubos migrados pre-apilado en tiempo, que cubre un área de aproximadamente 180 km² (figura 3.8). El reprocesamiento estuvo a cargo de la compañía Western Geco en el periodo 2003-2004 y no cubre la zona del edificio central del volcán. El datum final (plano de referencia) es de 2000 m.

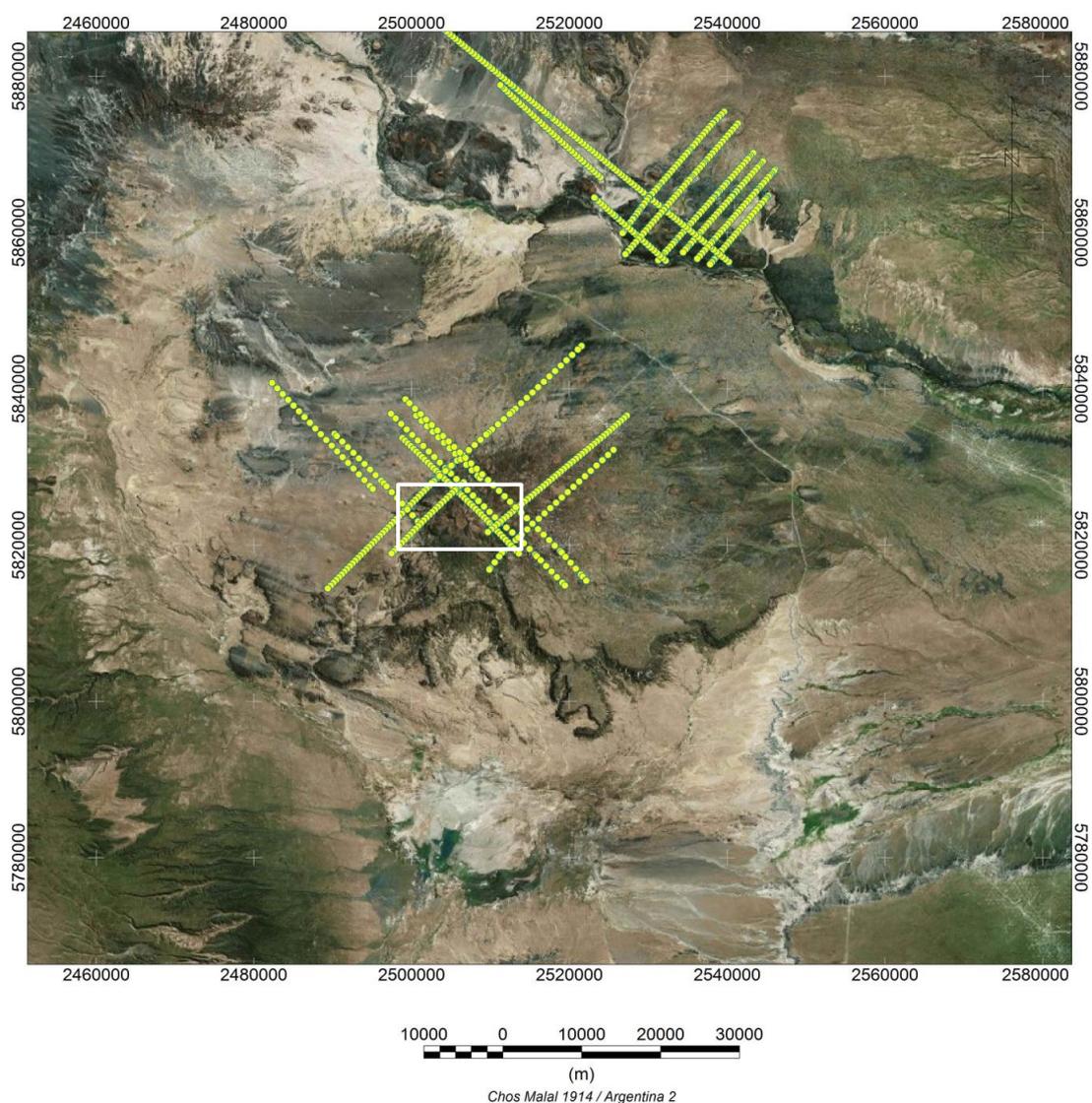


Figura 3.7. Líneas sísmicas 2D reprocesadas (color amarillo) sobre imagen satelital. El rectángulo blanco indica la ausencia de relevamiento sísmico 3D.

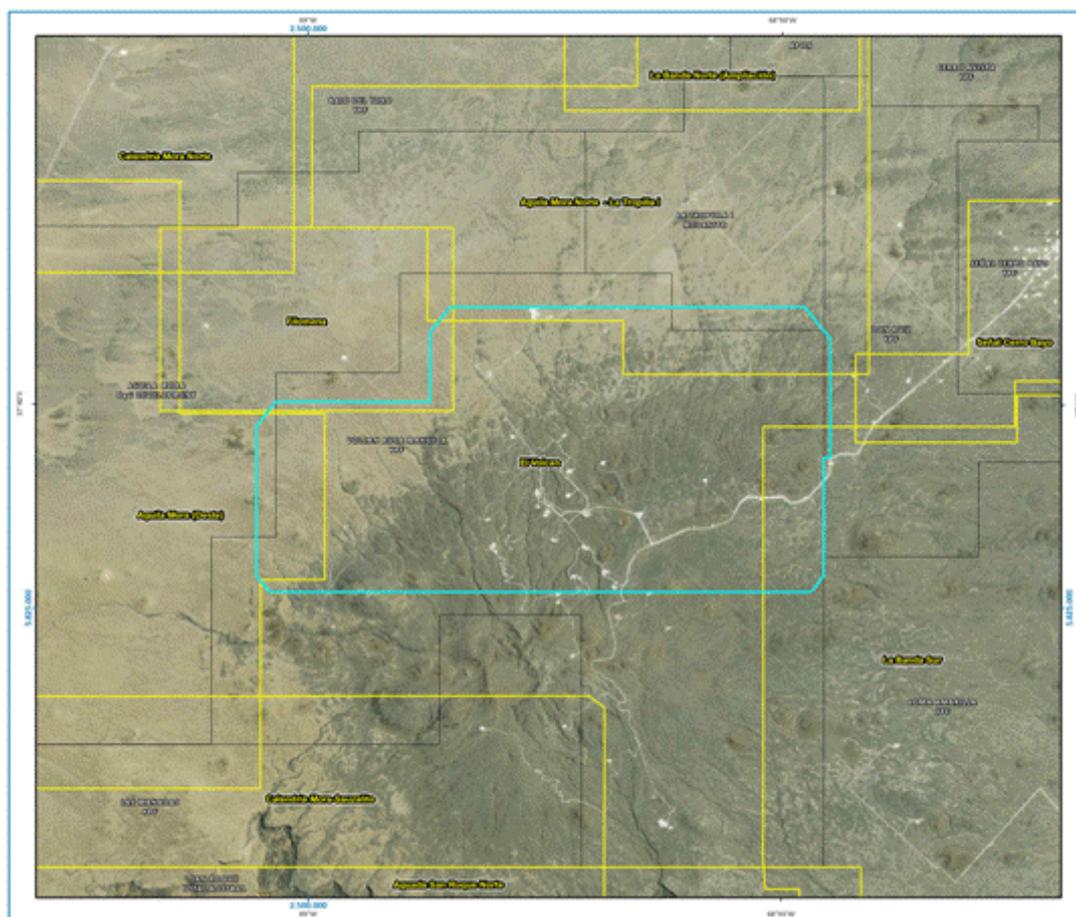


Figura 3.8. Unión de los tres relevamientos reprocesados para formar el cubo El Volcán 3D (polígono celeste).

3.5 Datos de pozo

Se incorporó información de pozos para ayudar a la interpretación de los datos magnéticos. Para ello se construyó una base de datos de la estratigrafía y litología de 18 pozos (tabla 3.1) que atraviesan cuerpos intrusivos, ya que son los que interesan al dato magnético. En la figura 3.9 se grafica la ubicación de estos pozos. Se incluyó además, información de las distintas formaciones geológicas atravesadas, con sus topes y espesores, y una breve descripción litológica de cada formación (Apéndice A). No todos los pozos poseen información completa de la estratigrafía. Las profundidades máximas no alcanzan los 4 km (medido desde el terreno), involucrando la parte superior a media de la cobertura sedimentaria. La mayoría de los pozos cuentan con perfiles sísmico, densidad, rayos gamma (GR) y potencial espontáneo (SP), los cuales permiten identificar los topes y bases de las formaciones y de los intrusivos, generalmente filones capa. Además, los valores de densidad de los registros de pozo para cada formación, permiten obtener un valor promedio para la reducción de los datos gravimétricos, i. e., corrección de Bouguer y topográfica, como se verá en el capítulo VI.

Tabla 3.1. Pozos que atraviesan cuerpos volcánicos.

POZO	X	Y
VAM.X-1	2505664.99	5827112.84
VAM.x-2	2510198.00	5828105.00
VAM.x-3	2507062.00	5828818.00
VAM-7	2507352.90	5828241.90
VAM.e-9	2511110.00	5824528.00
VAM.a-10	2508587.63	5828075.57
VAM-15d	2509112.33	5826250.76
VAM-28d	2507692.39	5825594.09
VAM.a-33	2509079.96	5829767.96
AgL.x-1	2516884.00	5832554.00
CEI.x-1	2531892.00	5824686.00
CLB.x-1	2516240.00	5838327.00
EV.x-2	2509144.00	5833918.00
Lan.x-1	2510960.00	5818340.00
LPE.x-2	2531150.00	5819800.00
LRb.x-1	2500719.00	5824552.00
RiAl-3	2505357.50	5821364.48
SAM.x-1	2490820.00	5835545.00

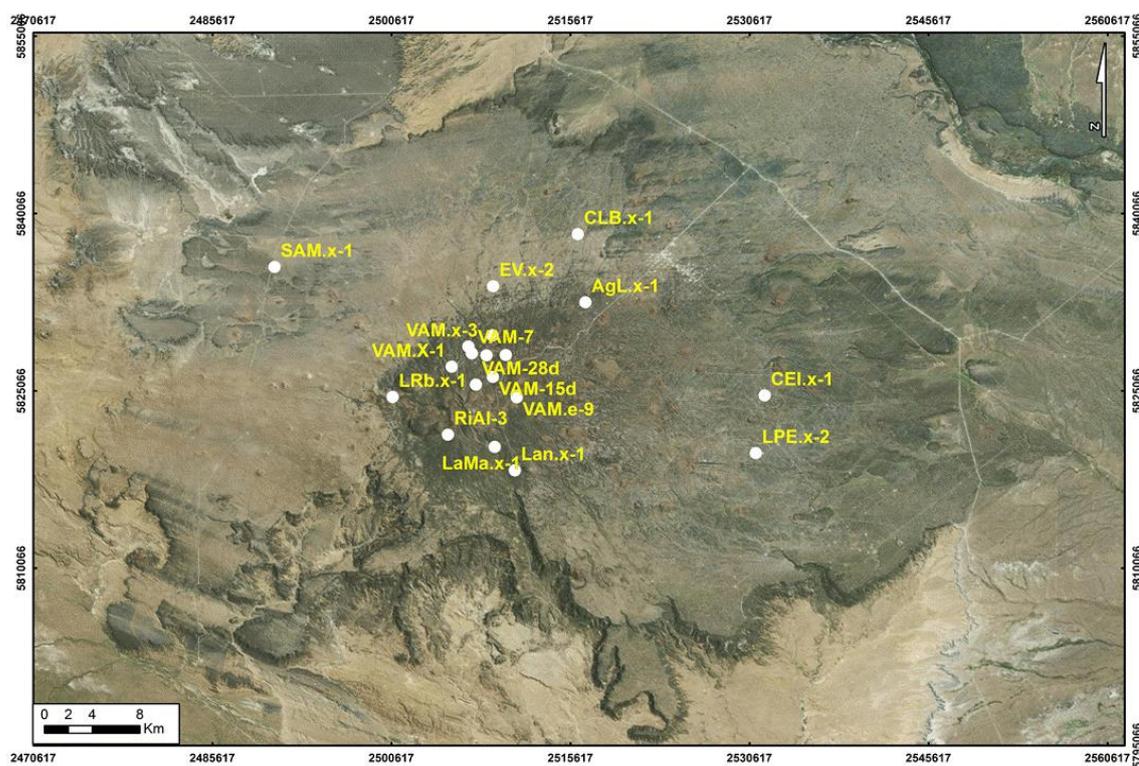


Figura 3.9. Ubicación de los pozos analizados que atraviesan cuerpos intrusivos.

En algunos de los pozos contenidos en esta base de datos se extrajeron coronas que atraviesan rocas sedimentarias e intrusivos volcánicos. Excepto los cuerpos volcánicos intruidos, todas las formaciones perforadas son transparentes al método magnético.

3.5.1 Espesores de basaltos

De acuerdo con lo mencionado anteriormente, la cobertura lávica tiene un espesor considerable que alcanza los 400 m cerca del conducto central del volcán y va disminuyendo hacia la periferia.

Con datos provenientes de 19 perforaciones encontradas en los legajos de pozo (Longo et al., 2008) se construyó una tabla (tabla 3.2) con los espesores de las rocas volcánicas atravesadas en el sector norte del volcán. En la figura 3.10 se ubican los 19 pozos con sus respectivos espesores.

Tabla 3.2. Espesores de basalto extraídos de los legajos de pozo. X e Y son las coordenadas planas Gauss Kruger faja 2 en el sistema geodésico Chos Malal, Z las cotas de superficie y la última columna los espesores de los basaltos de superficie para cada pozo.

POZO	X	Y	Z (m)	ESPEJOR (m)
CLBL.x-1	2516240.00	5838326.93	1017	100
EAj.x-1	2526781.00	5819054.00	1039	35
EV.x-1	2505557.00	5832517.00	1250	110
EV.x-2	2509144.00	5833917.89	1227	180
F.x-1	2496777.00	5834101.00	1087	80
LAn.x-1	2510960.03	5818339.91	1458	214
LRb.x-1	5824552.00	2500719.00	1557	410
PDCh.x-1	2521031.00	5832578.00	1102	137
SCB.e-2	2525029.00	5837104.00	920	42
SCBS.x-1	2526833.00	5826522.00	957	120
VAM.x-1	2505664.99	5827112.84	1676	352
VAM-10	2508587.00	5828075.00	1537	298
VAM-11	2509144.00	5826273.00	1701	385
VAM-12	2507868.48	5830598.79	1367	130
VAM-3	2507062.00	5828817.89	1467	310
VAM-4	2507310.00	5828085.00	1530	253
VAM-5	2508571.00	5827044.00	1583	290
VAM-6	2507144.00	5829648.89	1400	260
VAM-8	2507599.44	5827293.92	1598	325

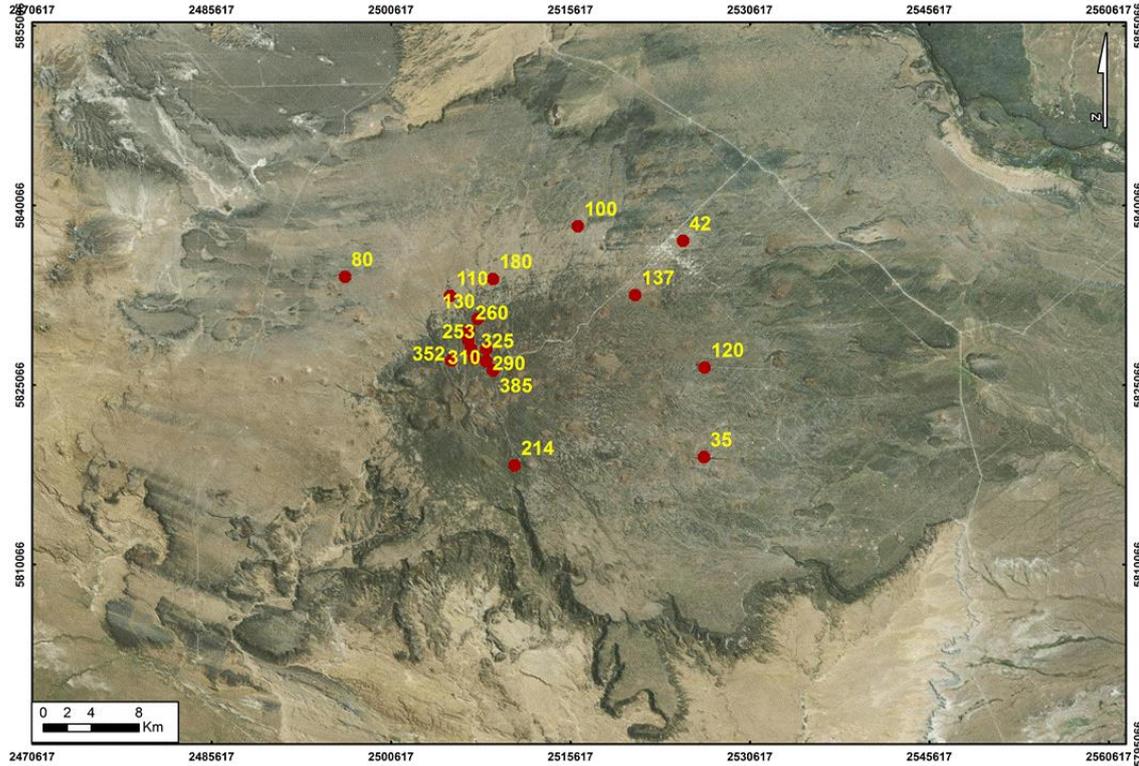


Figura 3.10. Espesores en metros de roca ígnea de la cubierta lávica atravesada por pozos.

3.5.2 Temperatura del subsuelo y su relación con las propiedades magnéticas

Como veremos en el capítulo siguiente la temperatura del subsuelo juega un rol importante en las propiedades magnéticas de los minerales y rocas causantes de anomalías magnéticas. En particular la temperatura de Curie, es un parámetro de gran importancia puesto que es la temperatura por encima de la cual un cuerpo ferromagnético pierde su magnetismo, comportándose como un material puramente paramagnético.

Es importante estimar a qué profundidad se encuentra la isoterma de Curie ya que no hay contribución de fuentes magnéticas situadas a profundidades mayores. Para ello, se recopilaron datos de temperatura de fondo de 17 pozos del área del VAM (tabla 3.3). Estos valores fueron tomados de los registros de temperatura que se hacen rutinariamente con los perfiles de pozo. Es conocido que poco tiempo después de la perforación, la pared del pozo se encuentra a una temperatura más baja que la de equilibrio de la roca a esa profundidad, debido a la circulación de lodo que tuvo lugar durante toda la perforación.

Lo que se hace entonces es aplicar una corrección T_{corr} para obtener una temperatura de fondo “de equilibrio” (ec. 3.16), es decir la temperatura a la cual se aproximaría nuestra medición si se esperara un tiempo suficientemente largo sin circulación (ni producción o inyección) de fluidos en el pozo.

En este caso se utilizó una corrección empírica para la cuenca Neuquina, según la cual

la temperatura de fondo de equilibrio está dada a partir del valor medido por la expresión (3.17).

$$T_{eq} = T_{bh} + T_{corr} \quad (3.16)$$

$$T_{corr}(z) = 0.02105 z - 13.541 \quad (3.17)$$

donde T_{bh} es el dato "crudo" de temperatura medido (en °C) y z es la profundidad en metros desde boca de pozo.

La figura 3.11 a muestra las temperaturas "de equilibrio" así obtenidas en función de la profundidad. Se puede ver que concuerdan con la tendencia regional aceptada para la cuenca Neuquina (Sigismondi, 2012), la cual viene dada por la expresión (3.18):

$$T (^{\circ}\text{C}) = 9.5967 + 0.0443 z \quad (3.18)$$

Los valores máximos de temperatura registrados en los pozos de la zona son, a profundidades cercanas a 4 km, del orden de 180 °C, muy por debajo de la temperatura de Curie para los principales minerales magnéticos por lo que se espera que puedan existir fuentes anómalas hasta profundidades mayores.

Tabla 3.3. Datos de temperatura obtenidos de los legajos de pozo.

POZO	X	Y	GL (msnm)	Prof. (mbbp)	Prof. (msnm)	Temp. [°F]	Temp. [°C]	Año
CAv.x-1	2530542.00	5832745.89	818.3	2935.00	2116.70	175	79.45	1971
CLM.x-1	2534963.00	5812946.00	752.1	3066.50	2314.40	200	93.33	1971
PAA.x-1	2502642.00	5843998.00	1003	3046.90	2043.90	205	96.11	1973
CLG.x-1	2517472.00	5841586.89	918	2877.00	1959.00	180	82.22	1976
LPE.x-1	2532908.00	5820460.00	817	2944.60	2127.60	179	81.67	1979
SAM.x-2	2488477.00	5821461.93	928	3888.00	2960.00	259	126.11	1979
SAM.x-1	2490900.04	5835499.87	949	3472.80	2523.80	181	82.78	1980
LAn.x-1	2510960.03	5818339.91	1458	3513.00	2055.00	230	110.00	1981
				2642.70	1184.70	162	72.20	1981
				2753.00	1295.00	181	82.78	1981
CEJ.x-1	2512426.00	5843175.00	955	3019.00	2064.00	125	51.67	1984
VAM.x-1	2505664.99	5827112.84	1676	3479.70	1803.70	230	110.00	1985
				2783.80	1107.80	186	85.56	1985
				456.70	-1219.30	85	29.45	1985
CLB.x-1	2516240.00	5838326.93	1017	2678.50	1661.50	194	90.00	1991
				1376.50	359.50	130	10.33	1991
CEI.x-2	2532365.00	5827292.00	836	2431.00	1595.00	170	76.67	1992
AgL.x-1	2516884.00	5832553.89	1177	2899.00	1722.00	189	87.22	1994
VAM.x-3	2507062.00	5828818.00	1467	3627.30	2160.30	230	110.00	1994
CAv.x-3	2527969.00	5833086.89	896	1851.00	955.00	150	65.56	1996
PDCh.x-1	2521030.98	5832577.91	1102	2172.10	1070.10	falta carrera		1996
				338.80	-763.20	85	29.45	1996
EV.x-2	2509144.00	5833917.93	1227	3153.00	1926.00	falta carrera		2000
				2565.00	1338.00		83	2000

En la figura 3.11 b se grafican las tendencias de temperatura en distintos sectores de la cuenca.

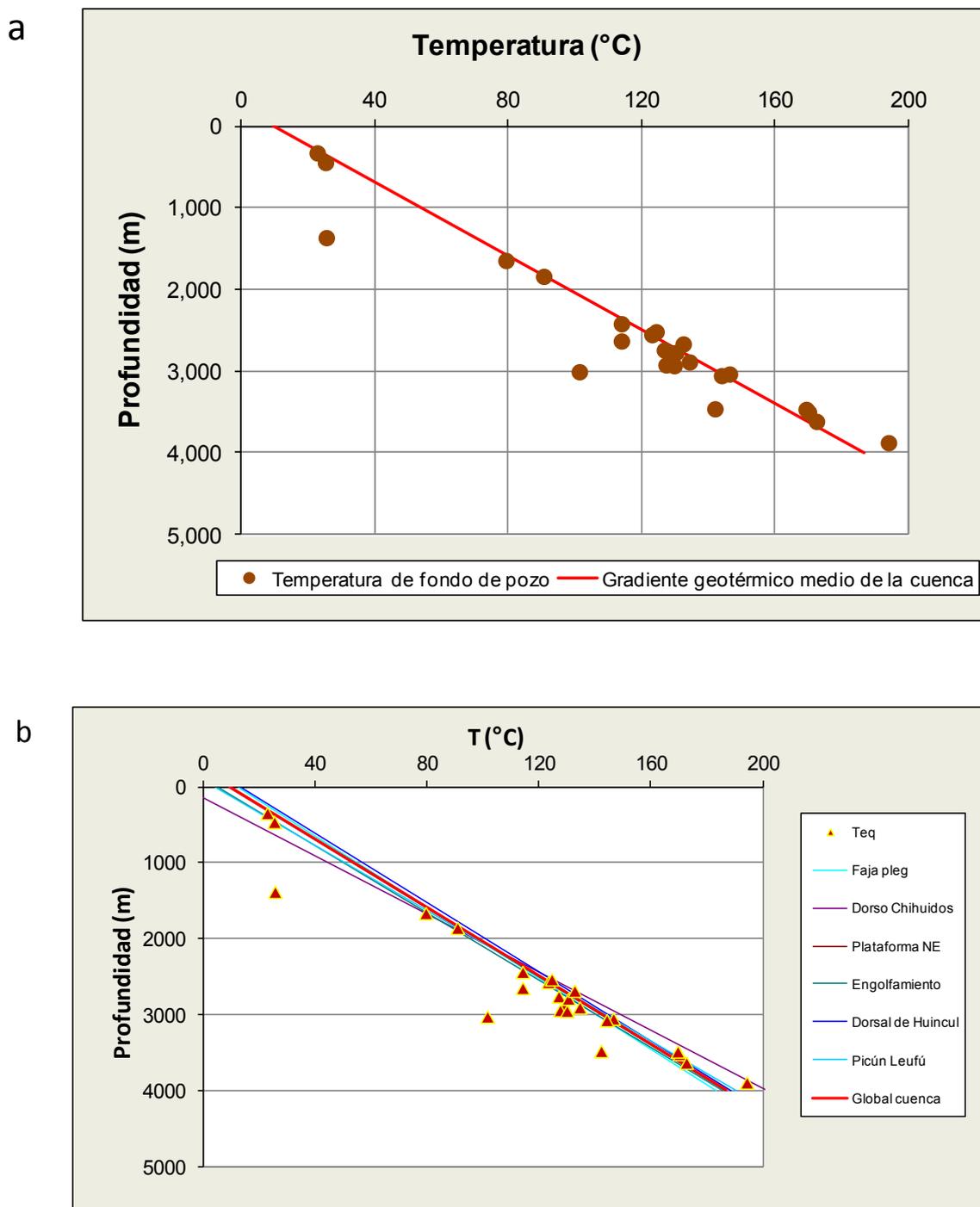


Figura 3.11. Temperatura versus profundidad. a) Los círculos marrones representan los datos de temperatura de pozo de la zona del Auca Mahuida. En rojo se muestra la recta de tendencia global promedio de la cuenca. b) Los triángulos son los datos de temperatura de los 17 pozos. Las rectas representan a las distintas tendencias geotérmicas zonales dentro de la cuenca (Sigismondi, 2012).

CAPÍTULO IV

PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS ROCAS

Las anomalías magnéticas se originan en la inhomogeneidad de la magnetización de las rocas de la corteza terrestre. Esta magnetización se compone de dos contribuciones, inducida y remanente. En las rocas volcánicas, la componente remanente suele ser mayor que la inducida y se debe al comportamiento ferromagnético o ferrimagnético de algunos minerales presentes en las rocas. En este capítulo se hace una breve reseña del comportamiento magnético de los materiales. El aspecto más importante para este estudio es el hecho de que los minerales magnéticos presentan una magnetización remanente (adquirida por diversos mecanismos durante la historia de las transformaciones de la roca y el ambiente) y una magnetización inducida proporcional al campo terrestre actual. La polaridad y dirección de magnetización determinadas en laboratorio de las muestras colectadas en el plateau son consistentes con las inversiones que el campo geomagnético experimentó durante el lapso de tiempo en que el VAM tuvo actividad volcánica. Estas inversiones deben tenerse en cuenta para el análisis del campo de anomalías magnéticas, en particular para la reducción al polo; este análisis se presentará en el capítulo V.

4.1 Magnetización en las rocas

La magnetización registrada en las rocas, permite estudiar el campo geomagnético en el pasado. Estudios realizados en magnetismo de rocas proveen las bases teóricas y experimentales para explicar cómo las rocas pueden registrar los campos geomagnéticos pasados. La magnetización de un material \mathbf{M} tiene dos contribuciones: una que existe sólo en presencia de un campo externo (magnetización inducida) y aquella que existe en ausencia de campo magnético externo (magnetización remanente).

La presencia de minerales ferromagnéticos o ferrimagnéticos en las rocas hace que sean capaces de adquirir la magnetización remanente o remanencia, así como presentar histéresis en su respuesta magnética al campo ambiente. La magnetización de una roca presenta entonces dos contribuciones, es decir el vector suma de dos componentes (expresión 4.1, figura 4.1):

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}_i + \mathbf{M}_r \quad (4.1)$$

donde M_i es la magnetización inducida debido a la presencia de un campo magnético H , y M_r la magnetización remanente. A su vez, $M_i = \chi H$, donde χ es una propiedad del material, llamada susceptibilidad magnética, la cual es adimensional. La susceptibilidad depende de la temperatura en la mayoría de los materiales. La importancia relativa de las dos componentes de la magnetización se suele expresar mediante el coeficiente de Königsberger, que es el cociente entre la intensidad de la magnetización remanente y la inducida, como se indica en la relación (4.2).

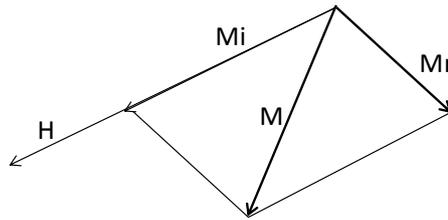


Figura 4.1. Magnetización resultante de la suma de las componentes de magnetización inducida, M_i , y remanente, M_r .

$$Q = \frac{|M_r|}{|M_i|} \tag{4.2}$$

$$= \frac{|M_r|}{|\chi H|}$$

La inducción magnética usualmente es paralela al campo geomagnético local y su adquisición es un proceso reversible sin memoria de los campos magnéticos pasados. Por lo tanto, la componente remanente es la que interesa en paleomagnetismo. La *magnetización remanente natural* (NRM, por sus siglas en inglés) es la magnetización remanente presente en una muestra de roca previa al tratamiento en laboratorio. La NRM depende del campo geomagnético terrestre y de los procesos geológicos durante la formación e historia de la roca. Generalmente está compuesta por más de una componente. La componente adquirida durante la formación de la roca se llama *NRM primaria*, y las denominadas componentes secundarias son las adquiridas subsecuentemente a la formación de la roca pudiendo alterar u oscurecer la NRM primara (Butler, 1992). La NRM se puede expresar como la suma de ambas componentes:

$$\text{NRM} = \text{NRM primaria} + \text{NRM secundaria}$$

Las tres formas básicas de NRM primaria son: 1) magnetización termorremanente, adquirida durante el enfriamiento desde altas temperaturas; 2) magnetización química remanente, formada a partir del crecimiento de granos ferromagnéticos debajo de la temperatura de Curie; y 3) magnetización remanente detrítica, adquirida durante la acumulación de rocas sedimentarias que contienen minerales ferromagnéticos detríticos.

La NRM secundaria puede ser el resultado de cambios químicos que afectan los minerales ferromagnéticos, exposición de rayos, o grandes periodos de exposición a campos geomagnéticos subsecuentes a la formación de la roca. La magnetización remanente isotérmica (IRM) es el resultado de la exposición de periodos cortos a fuertes campos magnetizantes a temperatura constante. En laboratorio, la IRM se obtiene a temperatura ambiente generalmente por medio de un campo magnetizante generado por electroimán, mientras que la IRM natural puede ser una componente secundaria de la IRM por exposición a campos magnéticos producidos por rayos.

Otro tipo de magnetización secundaria, es la magnetización remanente viscosa (VRM) la cual se adquiere gradualmente durante la exposición a campos magnéticos débiles, resultado de la acción del campo geomagnético mucho tiempo después de la formación de la roca. Desde el punto de vista paleomagnético, la VRM usualmente se considera ruido indeseable.

4.2 Minerales magnéticos

Los minerales magnéticos más importantes son los óxidos de hierro y titanio, que existen en la naturaleza como minerales llamados ferritas (Lowrie, 2007). Su estructura consiste en una red de iones oxígeno en la cual algunos de los sitios intersticiales son ocupados por arreglos regulares de iones ferrosos (Fe^{2+}) y férricos (Fe^{3+}) e iones de titanio (Ti^{4+}). Las proporciones relativas de los tres iones determina las propiedades ferrimagnéticas del mineral (Lowrie, 2007). Estas proporciones pueden representarse como puntos en un diagrama ternario (figura 4.2) cuyos vértices son FeO (wustita), TiO_2 (rutilo) y Fe_2O_3 (hematita o maghemita). En este diagrama, las series más importantes de minerales magnéticos quedan representadas por dos líneas: a) la titanomagnetita, que son las soluciones sólidas de fórmula $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, y b) la titanohematita, de fórmula $\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_3$.

Las rocas contienen frecuentemente otros minerales ferrimagnéticos de cierta importancia. La pirrotita es un mineral común de sulfuro de hierro, ferrimagnético en ciertos rangos de composición. La goetita (FeOOH) es un oxi-hidróxido de hierro, un mineral común en sedimentos. Como la hematita, es antiferromagnética pero tiene ferromagnetismo parasitario (momento neto débil que aparece debido a vacancias o defectos cristalinos que hacen que algunos espines estén desapareados).

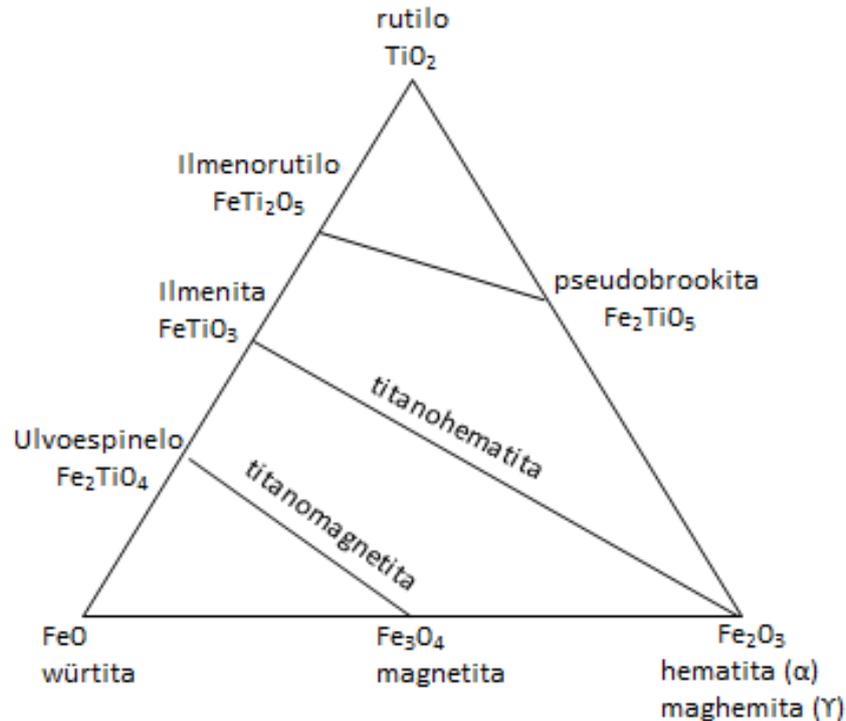


Figura 4.2. Diagrama ternario para los óxidos de hierro, modificado de Lowrie (2007). Las líneas continuas son las series de solución.

4.3 Muestreo paleomagnético, medición de la NRM y desmagnetización

En una dada locación sobre la Tierra se pueden observar cambios lentos (de tiempo característico medido en décadas o siglos) en las componentes dipolares y no dipolares del campo geomagnético. Se manifiestan por ejemplo, en variaciones de la inclinación del eje del dipolo, del orden de algunos grados por siglo (Lowrie, 2007). Es necesario promediar en el tiempo esta variación secular para determinar la dirección del campo en una aplicación paleomagnética.

Una primera aproximación razonable es suponer que el campo geomagnético es un dipolo axial geocéntrico (como un imán con su eje alineado con el eje de rotación) cuando estas variaciones se promedian sobre unos 10^5 años.

Es una práctica sugerida (Butler, 1992; Tauxe, 2005) para obtener esta dirección promedio del campo extraer muestras en un número tal que abarquen un intervalo de tiempo del orden de 10^5 años. Por ejemplo, muestreando en unos cien sitios, unas diez muestras por sitio. Se llama *sitio* a un intervalo dentro de una *secuencia o unidad de roca* que corresponde a una única unidad de enfriamiento (en roca ígnea) o el mismo horizonte temporal o capa en una roca sedimentaria. Las muestras deben orientarse antes de ser extraídas. El muestreo se hace entonces en niveles jerárquicos: unidad – sitio – muestra orientada. Además, es

aconsejable muestrear en varias locaciones separadas por varios kilómetros para promediar variaciones locales arealmente.

La extracción de las muestras en el campo se efectúa usando una perforadora de mano (para cortar cilindros de unos 2.5 cm de diámetro) o cortando bloques irregulares. En todos los casos la muestra debe ser orientada antes de su extracción, donde se determina la inclinación (dip), el acimut (figura 4.3) y coordenadas.

La magnetización remanente de las muestras paleomagnéticas se mide con magnetómetros, los cuales miden las tres componentes del vector magnetización. Los más accesibles son los magnetómetros de tipo spinner, en los cuales la muestra es rotada generando una fuerza electromotriz (FEM) variable en unas bobinas receptoras. Esta FEM es proporcional a la magnetización de la muestra. Otra técnica usual es el magnetómetro criogénico que funciona mediante un dispositivo SQUID (superconducting quantum interference device), de alta precisión pero costoso de adquirir y operar (requiere helio líquido para el sistema superconductor).

Como se mencionó anteriormente, la NRM está formada usualmente por varias componentes adquiridas en tiempos distintos, incluso durante los procedimientos de muestreo y preparación. Entonces, se deben aplicar técnicas de laboratorio que eliminen las componentes no deseadas y aíslen la magnetización primaria, proceso al que se conoce generalmente como “lavado magnético”. Las dos técnicas de desmagnetización o lavado magnético más empleadas son la desmagnetización de campo alterno (AF) y la desmagnetización térmica.

Para llevar a cabo la desmagnetización AF se coloca la muestra en un campo magnético alterno cuya amplitud decrece con el tiempo hasta cero, siendo H_{AF} el valor de amplitud máxima. El proceso de barrido con el campo alterno se repite para varios valores (crecientes) de la amplitud máxima H_{AF} . Por ejemplo, se inicia con una amplitud de 3 mT y se repite el barrido de campo alterno en pasos hasta un valor de H_{AF} del orden de 70 o 100 mT, dependiendo de la muestra. El resultado neto de cada barrido de campo alterno es que todos los momentos magnéticos con valores del campo coercitivo $H_c < H_{AF}$ se anulan en promedio. El vector magnetización remanente medido al final de cada paso se grafica de modo de identificar una estabilización. La forma tradicional de hacerlo es graficar para la remanencia resultante en cada paso, por un lado su intensidad para los distintos valores de H_{AF} y por otro lado su dirección en una proyección estereográfica. El método preferido actualmente es el de diagramas vectoriales o de Zijderveld (Butler, 1992).

La desmagnetización térmica consiste en calentar la muestra hasta una temperatura (T_{demag}) elevada pero menor que la temperatura de Curie de los minerales ferromagnéticos y luego enfriarla hasta temperatura ambiente en ausencia de campo magnético aplicado (es decir en un recinto blindado). De este modo quedan “desordenados” los granos de menor estabilidad y se anula su contribución a la magnetización. Aquí también se procede por pasos, en los cuales se repiten los ciclos de calentamiento y enfriamiento con temperaturas máximas progresivamente más altas.

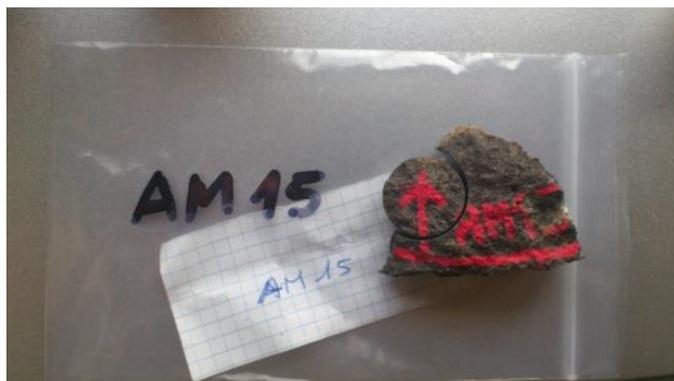


Figura 4.3. Foto de la muestra AM15 con su orientación, tomada durante la campaña.

4.4 Muestras obtenidas en el complejo volcánico Auca Mahuida

Con el fin de obtener los valores de magnetización, declinación e inclinación magnética para ser usados en distintos métodos de interpretación, se llevó a cabo una campaña en el plateau volcánico del Auca Mahuida y áreas adyacentes (figura 4.4) en abril-mayo de 2011. Se recolectaron 33 muestras representativas del plateau y para cada una de ellas se midió el buzamiento y la dirección del buzamiento. La susceptibilidad magnética fue medida in situ con un susceptibilímetro de alta sensibilidad (10^{-7} SI) ZH - SM-30 y a posteriori también en el laboratorio. La composición de las muestras varía de basáltica a traquítica.

Las mediciones de susceptibilidad magnética por unidad de masa y magnetización remanente (tabla 4.1) fueron determinadas en el laboratorio de paleomagnetismo del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV, Roma, Italia). La susceptibilidad magnética de treinta muestras se midió con un equipo AGICO de Kappabridge (modelo KLY-2), principalmente lavas (86%) con menores cantidades de escoria de conos y pómez, así como también limolitas y arcilitas de afloramientos del Grupo Neuquén. La magnetización remanente natural (NRM) de las muestras de lava (cortadas en cubos de unos 2 cm de lado) se midió en un cuarto blindado usando un magnetómetro criogénico DC-SQUID (2G Enterprises, USA). La desmagnetización de las muestras se hizo con campo alterno (AF) hasta 70 mT. La mayoría de las muestras mostraron un régimen de estabilidad y por lo tanto permitieron determinar la dirección de su NRM. Los datos de desmagnetización fueron graficados en diagramas ortogonales (Zijderveld, 1967), y las componentes fueron aisladas mediante análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980). Los valores de MRN de todas las muestras se encuentran en el rango de 1 a 40 A/m, lo cual está bien por encima del nivel de ruido del magnetómetro (de unos 10^{-5} A/m). La componente viscosa fue removida en todas las muestras a 10-20 mT, mientras que se aisló una dirección característica de la magnetización remanente en el intervalo de amplitud del campo alterno de 20 a 70 mT.

También se determinó la declinación, inclinación paleomagnética y el parámetro de Königsberger (Q) que expresa la importancia relativa entre la magnetización remanente (M_r) y la magnetización inducida (M_i). La remanencia magnética medida es alta. El 65% de las muestras tienen polaridad reversa y el coeficiente de Königsberger varía entre 2.1 a 200 (tabla 4.1; Paine et al., 2015). La componente remanente es la predominante para los afloramientos del flujo de lava.

Es muy importante vincular la edad de las rocas del plateau con la escala de tiempo de polaridad del campo geomagnético, para establecer si está de acuerdo con la polaridad obtenida de las muestras de campo.

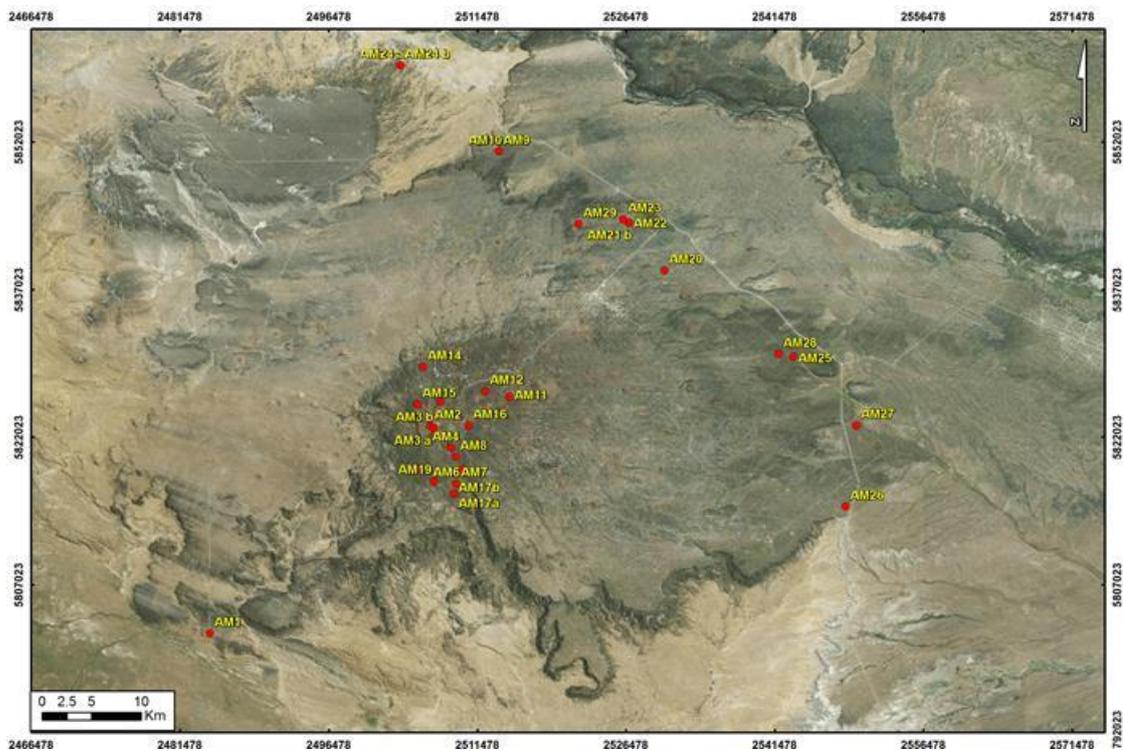


Figura 4.4. Imagen de la distribución de muestras en el campo y medición de la susceptibilidad magnética in situ, puntos rojos sobre plateau.

Tabla 4.1. Mediciones de las propiedades magnéticas de las rocas en laboratorio e in situ. En color negro se representa la polaridad normal, en blanco, la reversa. NA indica que la polaridad no pudo ser determinada.

Muestras	Mr(A/m)	Mi(A/m)	I (Mr)	D(Mr)	Polaridad	k Lab	k Campo	Q(Mr/Mi)	Tipo de roca
AM1	1.20	0.1018	-29.90	333.22		0.00514	0.00837	11.791	lava masiva
AM2	30-40	0.4503	-18.77	267.11		0.02316	0.01366	77.719	lava vesicular alterada
AM3 a	15.00	0.0685	42.05	251.68		0.00346	0.02815	218.920	lava masiva
AM3 b					NA		0.02365		lava masiva
AM4	23.00	0.6360	-50.51	327.16		0.03302	0.01648	36.165	lava masiva
AM5	35.00	0.7705	37.92	199.06		0.04029	0.02507	45.425	lava masiva
AM6	0.10	0.7355			NA	0.03839	0.01802	0.136	lava masiva
AM7	2*10-3	0.1001			NA	0.00506		0.020	pómez
AM8	25.00	0.2521	75.49	165.10		0.01283	0.00912	99.179	lava masiva
AM9	2.00	0.1319	68.18	149.79		0.00667	0.00579	15.164	lava vesicular
AM10	3*10-3	0.0046			NA	0.00023	0.00009	0.656	arcilla oxidada, depósitos de flujo volcánico
AM11	7.00	0.3583	77.25	76.53		0.01834	0.01166	19.535	lava vesicular
AM12	7.00	0.5099	-50.53	274.77		0.02631	0.01400	13.727	lava masiva
AM13	3.00	0.4724	35.20	149.88		0.02432	0.01933	6.351	lava masiva
AM14	57.00	0.3204	-17.32	360.00		0.01637	0.01314	177.899	lava masiva
AM15	5.00	0.4020	58.17	155.42		0.02062	0.00911	12.437	lava masiva
AM16	23.00	0.3486	6.13	317.70	NA	0.01783	0.01077	65.982	lava masiva
AM17a	0.70	0.4037			NA	0.02071	0.01570	1.734	lava masiva
AM17b		0.3771			NA	0.01932	0.01456		lava masiva
AM18	4.00	0.4664	47.73	140.81		0.02401	0.01559	8.576	lava masiva
AM19	16.00	0.4442	38.33	287.29		0.02284	0.01036	36.016	lava masiva sobre sedimentos del Gr. Neuquén
AM20	6.00	0.2478	39.03	78.03	NA	0.01261	0.00752	24.217	lava masiva
AM21 a	0.30	0.3197			NA	0.01633	0.00256	0.939	escoria soldada
AM21 b					NA		0.00089		lava masiva
AM22	2*10-3	0.3976			NA	0.02039		0.050	lava vesicular
AM23	2.00	0.4918	53.64	94.79		0.02535	0.01377	4.067	lava masiva
AM24 a	5*10-4	0.0035			NA	0.00017	0.00026	0.144	arcillitas rojas
AM24 b	7*10-5				NA		0.00008		arcillitas, secuencia sedimentaria Neuquén
AM25	14.00	0.0708	56.57	173.99		0.00357	0.00289	197.713	lava masiva
AM26	5.00	0.1572	46.20	72.15		0.00797	0.00491	31.797	lava vesicular
AM27	19.00	0.1938	-53.19	20.41		0.00984	0.00833	98.062	lava masiva
AM28	9.00	0.3245	28.44	210.50		0.01658	0.00829	27.738	lava masiva
AM29	21.00	0.4982	23.33	7.98	NA	0.02569	0.00897	42.148	lava masiva

A partir de la década de 1960 fue posible la datación precisa de rocas ígneas del Plioceno-Pleistoceno mediante la técnica de potasio-argón (K-Ar). Se hallaron rocas ígneas de la misma edad de locaciones muy separadas con la misma polaridad. Se compilaron los datos de edad y polaridad de un gran número de rocas ígneas y esto dio lugar al desarrollo de las primeras escalas de tiempo de polaridad geomagnética en el intervalo de 0 a 5 M.a. La incertidumbre propia de los análisis de datación radimétrica por lo general limita la aplicación de la técnica a los 5 M.a. para las determinaciones de polaridad. A esa antigüedad, el error típico de la datación radimétrica se hace comparable a la duración de los intervalos de polaridad constante. Salvo casos excepcionales, se necesitan otras técnicas para descifrar la escala temporal de la polaridad del campo para tiempos mayores a 5 M.a. (Butler, 1992). Por ejemplo Cox (1982) desarrolló una escala para el Cretácico Tardío – Cenozoico entre 0 y 118 M.a. (figura 4.8). Al menos para el Cenozoico se puede afirmar que las edades absolutas de los cronos de polaridad magnética se conocen con una precisión de ± 2 M.a. Es importante notar que la edad relativa de los cronos se conoce con mucha mayor precisión, del orden de los 10^4 años.

De acuerdo con dataciones radimétricas realizadas en rocas de la colada volcánica mencionadas en el Capítulo II (Kay et al., 2006; Ramos and Folguera, 2010), las muestras recolectadas, pertenecientes a las unidades de lavas descritas en el mapa geológico

(Delpino, 2002) se corresponderían principalmente con los eventos de polaridad reversa perteneciente al cron Matuyama. En la figura 4.5 se grafica este período en la escala temporal de polaridad geomagnética del Plioceno-Pleistoceno de Mankinen & Dalrymple (1979), Cox (1982) entre otros.

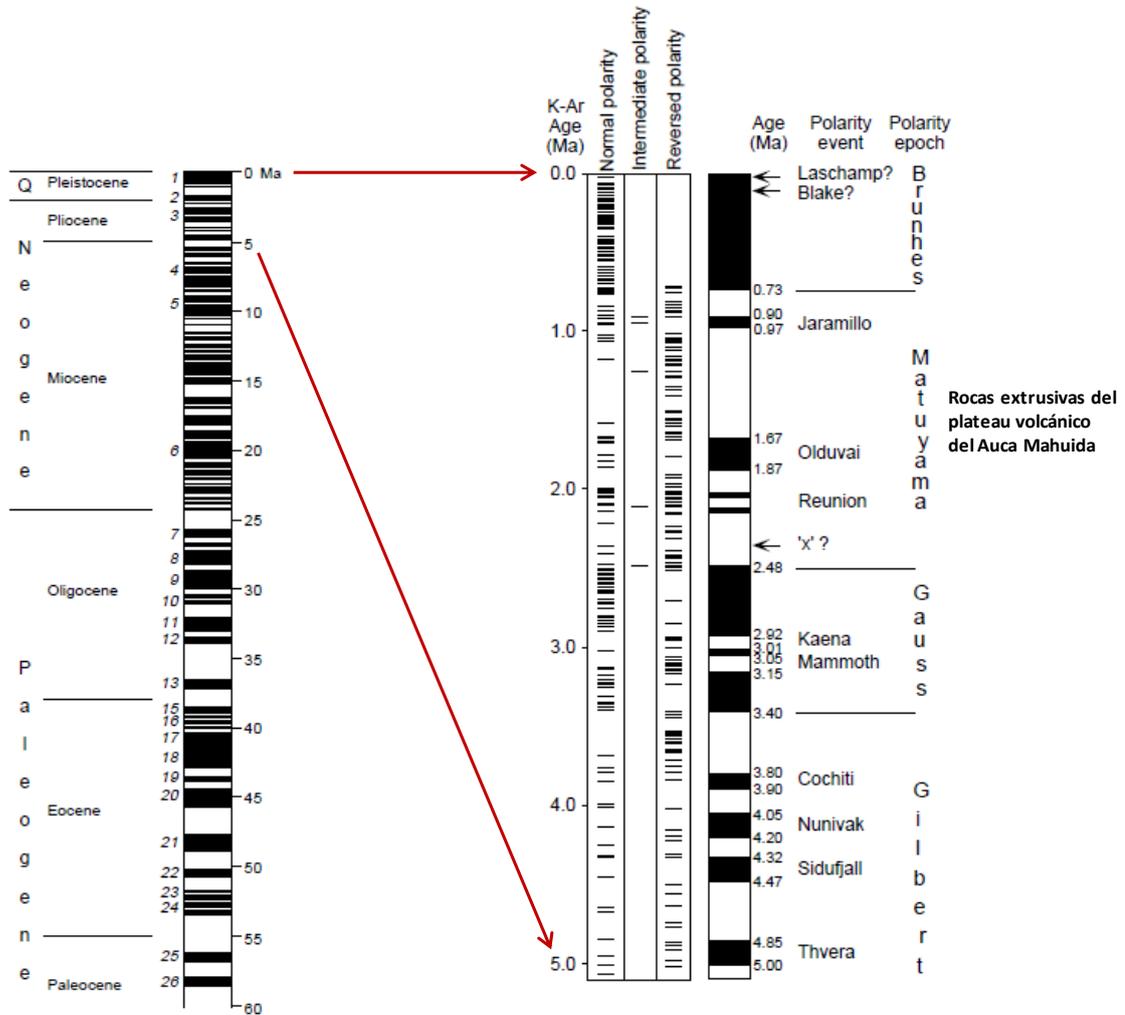


Figura 4.5. Modificado de Butler, 1992. Izquierda: Escala de Cox (1982) de los primeros 60 M.a. Derecha: Escala de Mankinen & Dalrymple (1979) basada en determinaciones de edad por K-Ar, polaridad paleomagnética e información complementaria de perfiles marinos de anomalías magnéticas y de datos paleomagnéticos de coronas de lecho marino profundo. Cada línea horizontal en las columnas indicadas como polaridad normal, polaridad intermedia o polaridad reversa representa una roca ígnea. Las flechas indican intervalos cortos de polaridad llamados "excursiones" geomagnéticas; los números a la derecha de la columna de polaridad indican las edades interpretadas de los límites entre polaridades distintas.

4.5 Muestras de corona del pozo VAM-28

Se han realizado mediciones de susceptibilidad y remanencia magnética en cinco muestras extraídas en la corona del pozo VAM-28d (figura 4.6). Todas las mediciones se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel Valencio de la Universidad de Buenos Aires, en el mes de abril de 2015. Se analizaron dos rocas ígneas de composición basáltica (figura 4.7) y tres rocas sedimentarias. Las muestras de diques basálticos pertenecen a la Formación Mulichinco, a una profundidad de 2820 mbnm (metros bajo nivel medio del mar) aproximadamente. Se cortaron todas las muestras en cilindros de 25.4 mm de diámetro y alturas distintas de acuerdo a lo que permitió la forma y tamaño de la muestra original (figura 4.8).

La magnetización remanente natural MRN se midió con un equipo JR-6 AGICO Dual Speed Spinner magnetometer (figura 4.9). Se usaron cuatro posiciones para la medición. Este proceso elimina cualquier valor no compensado del portamuestras y reduce el error de las mediciones causadas por una inadecuada forma del espécimen y el ruido del instrumento. Una muestra normal para este instrumento consiste de un cubo de 20 mm o de un cilindro de 25.4 mm de diámetro y 22 mm de largo. Como en este trabajo se usaron cilindros de diferentes alturas se corrigió el resultado de la medición al volumen estándar.

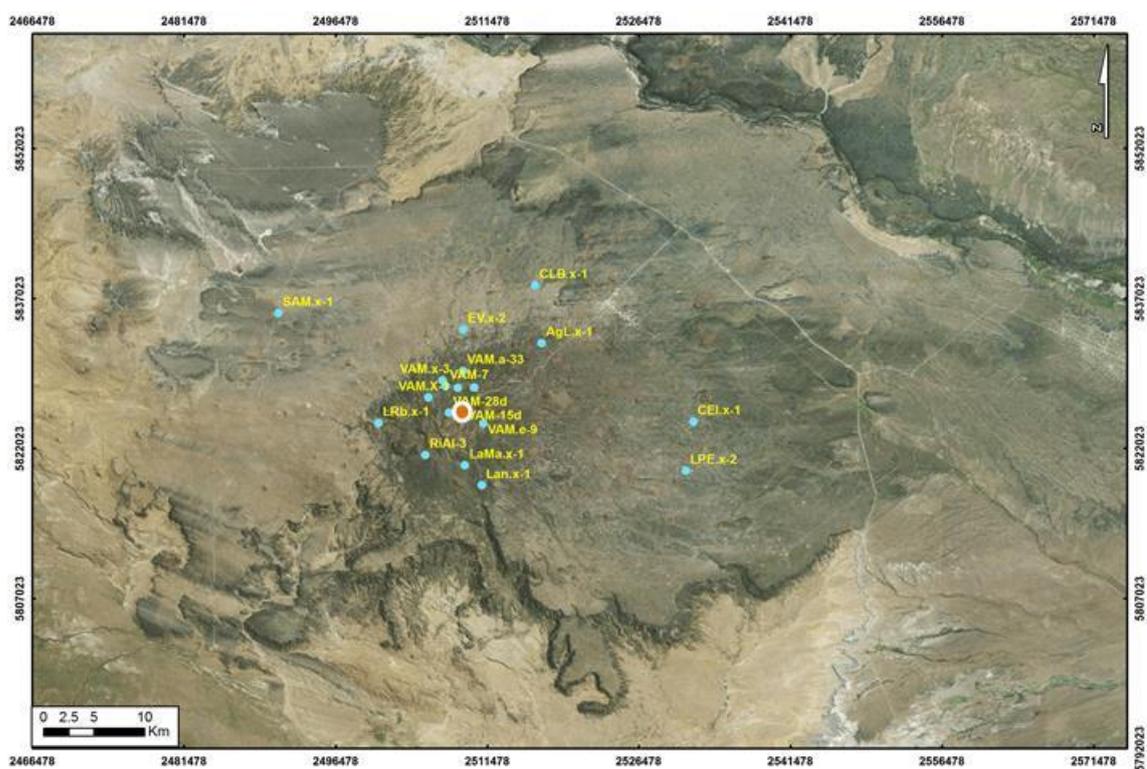


Figura 4.6. Ubicación del pozo VAM-28 (círculo naranja en la imagen satelital).



Figura 4.7. Fragmentos de diques basálticos atravesados por el pozo.



Figura 4.8: Muestras cortadas listas para medir.



Figura 4.9. Magnetómetro JR-6 AGICO Dual Speed Spinner magnetometer.

Los valores de susceptibilidad magnética y NRM para los diques basálticos son muy bajos (tabla 4.2). Se hicieron lavados magnéticos por campos alternos AF a 5 y 10 mT en ambas muestras con un desmagnetizador por campos alternos LDA (figura 4.10). Mostraron una leve tendencia hacia el origen pero los valores de NRM luego de cada lavado se mantuvieron igualmente muy bajos, del mismo orden de magnitud del inicio de la medición.

La susceptibilidad magnética por unidad de volumen de cada muestra se midió con un equipo Multifunction MFK1-FA KAPP Bridge.

Tabla 4.2. Valores de las mediciones de NRM y susceptibilidad magnética.

Muestra	MRN (A/m)	Precisión	Susceptibilidad	Err (%)	Litología
07-306	554.2 E-06	0.6° 3.6%	0.00006	0.10210	dique basáltico
07-6317	395.0 E-06	2.0° 1.2%	0.00003	0.24020	dique basáltico
07-6382	521.0 E-06	3.1° 3.7%	0.00009	0.07970	arcilita
07-6231	1.130 E-03	1.7° 1.2%	0.00002	0.40480	arenisca
07-6221	1.929 E-03	3.5° 2.6%	0.00004	0.14810	arenisca

Los valores de susceptibilidad magnética y MRN de estos seis especímenes seleccionados de la corona, son mucho más bajos que los de las muestras de superficie. Esto puede deberse a que la roca en esta posición pudo ser alterada por factores extrínsecos, como algunos procesos físico-químicos que afectan sus propiedades magnéticas. No obstante, debe tenerse en cuenta que muestras de un solo pozo no necesariamente son representativas del volumen total de roca ígnea.

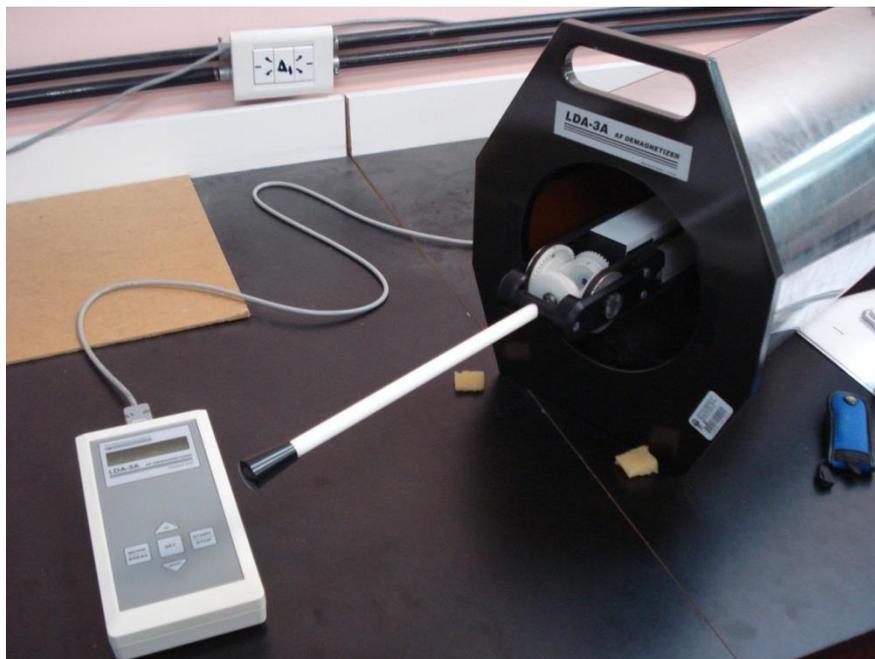


Figura 4.10. Desmagnetizador por campos alternos, AF Demagnetizer LDA.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Los relevamientos magnéticos constituyen una eficaz herramienta de investigación en ambientes volcánicos donde los métodos sísmicos están ausentes o son de limitada utilidad debido a la alta impedancia acústica de la cubierta volcánica superior o a la topografía. Los resultados obtenidos deben combinarse con otros métodos geofísicos e información directa del subsuelo (pozos) ya que la interpretación por sí sola no es unívoca debido a la ambigüedad de los campos potenciales (hay infinitas configuraciones plausibles de fuentes que producen la misma respuesta). En este capítulo se presentan los resultados de la aplicación de distintas técnicas de análisis de los campos de anomalías magnéticas.

5.1 Campo de anomalías magnéticas

En los relevamientos magnetométricos en general se mide la magnitud del campo magnético total sin información sobre la dirección. La *anomalía de campo total* se calcula a partir de las mediciones de campo total corregido de efectos externos restando la magnitud del campo principal, usualmente obtenido del modelo del *Campo de referencia geomagnético internacional* (IGRF- Mandeia & Macmillan, 2000), adecuado para la fecha del relevamiento. La anomalía escalar de campo total está dada entonces por ecuación (5.1):

$$\Delta T = |\mathbf{B}_c| - |\mathbf{F}| \quad (5.1)$$

donde \mathbf{B}_c representa el vector de campo total en un punto cualquiera corregido por efectos externos y \mathbf{F} es el vector campo principal en el mismo punto.

El rango típico de intensidad de las anomalías corticales medidas en relevamientos aéreos, es de pocos nT y puede alcanzar el orden de los 10000 nT, mientras que las longitudes de onda están en el rango de unos pocos metros a decenas de kilómetros.

Las anomalías provenientes del relevamiento de 2001 tienen un rango de amplitudes comprendido entre -120 hasta 70 nT. Están concentradas alrededor del cráter central, tienen

carácter dipolar y en general tienen sus lóbulos positivos y negativos ubicados al sur y norte, respectivamente, en dirección opuesta a la esperada para anomalías en el hemisferio sur (figura 5.1). Siguiendo el uso más frecuente de los términos en la literatura, en esta tesis se denominará TMI al campo total de anomalías magnéticas.

La cobertura lávica en el campo del volcán Auca Mahuida (VAM), dificulta la separación de las señales provenientes de distintas fuentes. Por ello es necesario resolver la ambigüedad presentada por el hecho de que las anomalías podrían ser generadas por fuentes ubicadas en la cubierta volcánica superior y también por fuentes emplazadas debajo de la cubierta volcánica, tales como intrusivos. Este segundo tipo de fuentes son significativas desde el punto de vista de la interpretación estructural del volcán. En los apartados subsiguientes se estudian y aplican las técnicas más relevantes para llevar a cabo la interpretación del mapa de anomalías magnéticas.

Para obtener los datos magnéticos o gravimétricos digitales en forma de grilla, es necesario hacer interpolación y algunas veces extrapolación (para cubrir los huecos en el relevamiento) a partir del conjunto de datos observados. Éstos pueden estar distribuidos en un arreglo uniforme, como es el caso de relevamientos aéreos o tener una disposición aleatoria como en una adquisición terrestre (Naidu and Mathew, 1998).

El grillado de los datos de anomalías magnéticas se realizó con el algoritmo de *mínima curvatura*. Este método de interpolación tiene la ventaja de eliminar las irregularidades de longitud de onda corta, dando un resultado suave que preserva los rasgos principales del campo. En general, este procedimiento de grillado produce resultados aceptables siempre que los datos estén uniformemente distribuidos, que es el caso de estudio. El tamaño de celda se tomó de acuerdo con el *intervalo de muestreo nominal* S , dado por la ecuación (5.2):

$$S = \sqrt{\frac{(X_{max}-X_{min})(Y_{max}-Y_{min})}{N}} \quad (5.2)$$

donde el numerador es el área de la grilla y el denominador N el número de puntos de la misma. De acuerdo a un criterio empírico, se recomienda usar $\frac{1}{2}$ o $\frac{1}{4}$ del muestreo nominal (Geosoft, 2008). Teniendo en cuenta un área de 1400 km² y 3436 puntos magnetométricos, se tomó un tamaño de celda de 250 m.

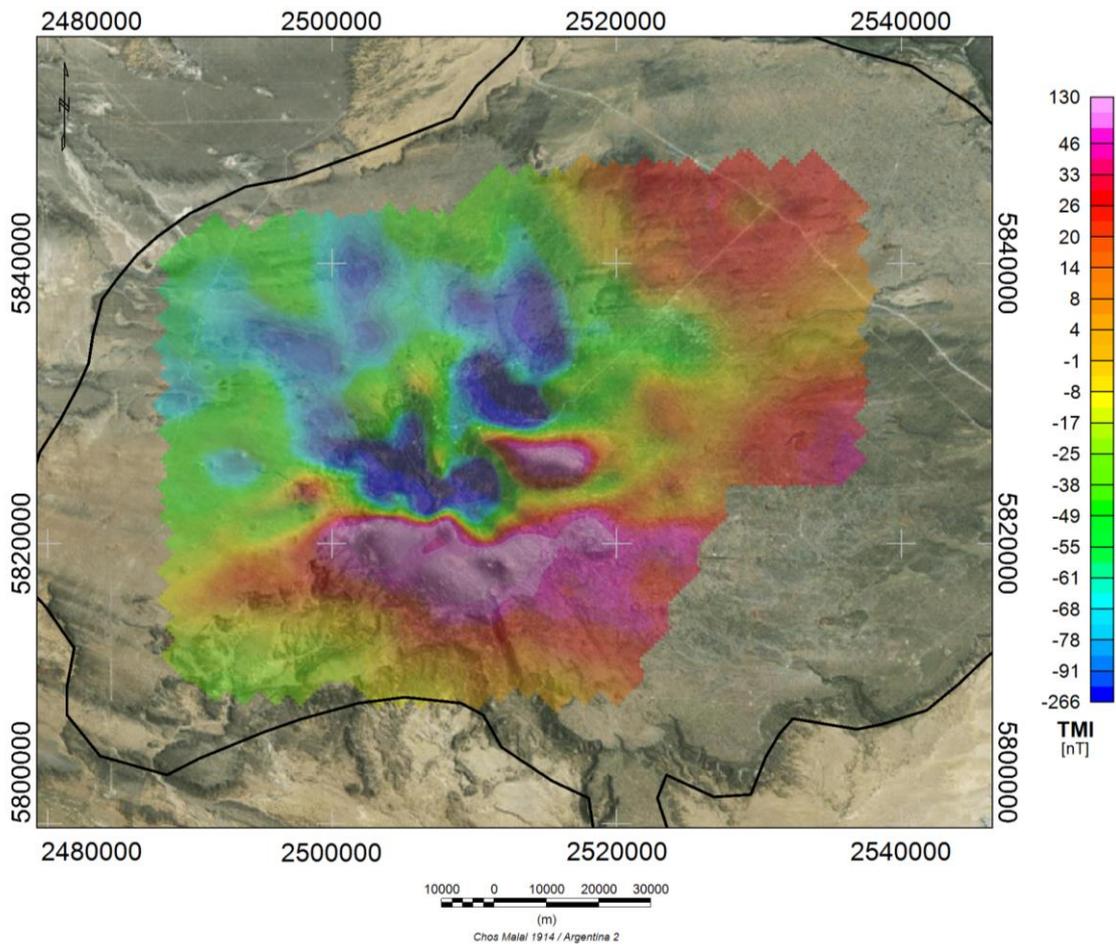


Figura 5.1. Mapa de anomalías magnéticas TMI correspondiente al relevamiento aeromagnético 2001, superpuesto a imagen satelital.

5.2 Análisis espectral del campo de anomalías magnéticas

El análisis de Fourier es un procedimiento clásico en métodos potenciales para obtener información de la profundidad de las fuentes de anomalías y para la implementación de técnicas de procesamiento. Los campos potenciales son funciones continuas de las coordenadas espaciales, las que son muestreadas en las etapas de adquisición y procesamiento de los datos. Este hecho impone ciertas limitaciones que hacen imposible obtener el espectro completo de longitudes de onda. El espaciamiento de los datos y la extensión geográfica del relevamiento impone restricciones sobre los números y longitudes de onda detectables en el análisis. De este modo existe una *longitud de onda mínima* (*longitud de onda de Nyquist*) definida por el intervalo de muestreo, y una *longitud de onda máxima* que está condicionada por las dimensiones del área de trabajo (expresiones (5.3) y (5.4)). Conociendo estas limitaciones, se debe tener en cuenta cuales son las longitudes de onda

asociadas a las fuentes que podemos detectar. Las longitudes de onda de las anomalías magnéticas están relacionadas con el tamaño, forma y profundidad de dichas fuentes.

En general se trabaja con información que se dispone en forma de arreglo bidimensional o grilla, con lo cual para posicionar los datos son necesarias dos coordenadas independientes. Podemos entonces escribir para el caso bidimensional:

$$\begin{aligned} 2\Delta x &\leq \lambda^x \leq X \\ 2\Delta y &\leq \lambda^y \leq Y \end{aligned} \quad (5.3)$$

donde Δx y Δy representan los intervalos de muestreo; y X e Y son las longitudes en las direcciones de x e y , respectivamente.

Los números de onda están dados por las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} k^x_{\max} &= \frac{1}{2\Delta x}, \quad k^y_{\max} = \frac{1}{2\Delta y} \\ k^x_{\min} &= \frac{1}{X}, \quad k^y_{\min} = \frac{1}{Y} \end{aligned} \quad (5.4)$$

El criterio de Nyquist establece que para poder recuperar una señal de banda limitada, la frecuencia de muestreo tiene que ser al menos el doble de la máxima frecuencia. Esto es, si λ^x_{\min} y λ^y_{\min} son la mínima longitud de onda presente en la función continua correspondiente a la máxima frecuencia o número de onda k^x_{\max} , k^y_{\max} , los intervalos de muestreo deberán satisfacer (5.5):

$$\Delta x_{\max} \leq \frac{\lambda^x_{\min}}{2}, \quad \Delta y_{\max} \leq \frac{\lambda^y_{\min}}{2} \quad (5.5)$$

Es decir, las mínimas longitudes de onda visibles estarán limitadas por el espaciamiento utilizado.

Cuando no se respeta el criterio anterior se estaría submuestreando la información y se puede producir el fenómeno de aliasing. Esto se debe a que las longitudes de onda más cortas no estarán bien representadas y al intentar recuperar la señal original aparecerán como una componente de larga longitud (baja frecuencia).

El intervalo de muestreo de los datos aeromagnéticos de alta resolución del VAM (0.5 km x 0.5 km) y las dimensiones del área (35 km x 40 km, aproximadamente), determinan el mínimo y máximo números de onda (k_{\min} , k_{\max}) de las anomalías registradas y también la profundidad máxima de investigación. Por lo tanto, las anomalías contienen valores de k

comprendidos entre $2.8 \cdot 10^{-2} \text{ km}^{-1}$ y 1 km^{-1} . Las máximas longitudes de onda son 35 y 40 km, mientras que el número de onda de Nyquist corresponde a una longitud de onda mínima de 1 km.

En los campos potenciales geofísicos, los cuales en general no tienen limitación de banda, el ancho de banda efectivo (el que contiene por ejemplo el 99% de la potencia) depende de la profundidad de la fuente. Por lo tanto la distancia requerida entre puntos de un muestreo gravimétrico o magnético dependerá de la profundidad esperada de las fuentes. Existe, bajo ciertas suposiciones, una relación simple entre la profundidad h y el radio s_0 que contiene el 99% de la potencia espectral de una fuente: $h \cdot s_0 = 3.345$ (Naidu and Mathew, 1998).

5.3 Técnicas de análisis de las anomalías magnéticas

En general, los mapas de las anomalías magnéticas son la expresión de un conjunto de fuentes superpuestas cuya contribución individual es difícil de aislar. Las anomalías residuales de interés son habitualmente distorsionadas por los efectos regionales de fuentes más profundas y extensas, así como por el ruido de longitudes de onda corta producido por fuentes más someras. Numerosos métodos encontrados en la literatura, han sido tratados en la separación y resalto de ciertos rasgos de las anomalías. La *separación de las anomalías residuales*, es un proceso subjetivo, el cual depende mayormente de la experiencia del intérprete y constituye una de las mayores limitaciones de la aplicación de los métodos potenciales. Estas técnicas eliminan del campo de anomalías, todas aquellas que no cumplen alguna condición requerida para la anomalía de interés.

El proceso de separación se basa en considerar características del campo de anomalías tales como amplitudes, dimensiones horizontales, gradientes, atributos direccionales y correlaciones con variaciones geológicas o geofísicas. Las *técnicas de realce o resalto de anomalías*, en cambio acentúan ciertas características de las anomalías para facilitar su interpretación. El resalto distorsiona las anomalías, por lo que su uso se limita en general, a una inspección visual cualitativa de análisis e interpretación (Hinze et al., 2013). Ejemplos de resalto de anomalías son la corrección topográfica, aplicación de filtros, continuación analítica, reducción al polo y señal analítica entre otros.

La elección del procedimiento más adecuado para la localización de la anomalía magnética residual dependerá de la naturaleza del campo de anomalía, del objetivo del relevamiento y la calidad y cobertura de los datos. A lo largo de este capítulo se aplicarán varios de los métodos analíticos existentes, elegidos en base a las características del campo de anomalías proveniente de los datos aéreos de alta resolución del volcán en estudio.

5.3.1 Efecto topográfico de una placa uniformemente magnetizada

Existen varios factores que producen variaciones espaciales locales en el campo magnético, que pueden distorsionar las anomalías magnéticas de interés en un relevamiento. En áreas volcánicas las fuentes someras o de afloramiento (por ejemplo domos y conos) e importantes pendientes topográficas, sumado a la presencia de elevadas magnetizaciones, pueden producir un efecto magnético capaz de encubrir y modificar a las anomalías de origen más profundo. En los casos en que se puede reconocer fácilmente una correlación directa entre rasgos topográficos y magnéticos se dice que existe un *efecto magnético topográfico*, el cual debería ser removido de los mapas de anomalías magnéticas. Una de las técnicas utilizadas, consiste en la sustracción del efecto magnético sintético resultado de la topografía a los datos originales (Blanco, 1997). La contribución de esas fuentes superficiales se puede calcular tomando en cuenta directamente la configuración del terreno y la magnetización de las rocas de la superficie. El algoritmo propuesto por Parker (1972), el cual supone un espesor uniforme y topografía irregular, ha sido adaptado por Blakely (1981) para el caso de una fuente con espesor no uniforme (Apéndice B). Se parte de un modelo digital de elevación del terreno (DEM) y se considera una placa paralela a la topografía con dirección de magnetización constante e intensidad variable sólo en la dirección horizontal.

Para el caso del VAM se hizo la estimación del efecto topográfico con el fin de identificar las posibles fuentes relacionadas con la topografía. Se tuvo en cuenta ambas magnetizaciones, inducción y remanencia, para una placa cortical cuya superficie superior coincide con el Modelo Digital de Elevación de alta resolución provisto por YPF S. A., y la inferior es una superficie situada 500 m por debajo de la elevación topográfica y paralela a la misma. El área elegida es una grilla cuadrada de 125 km x 125 km, cuyo centro corresponde al edificio central del VAM, cubriendo todo el plateau volcánico del VAM y una amplia área circundante. Los parámetros utilizados son los siguientes:

Inducción

$$I = -35^\circ$$

$$D = 10^\circ$$

$$k = 0.11 \text{ SI (correspondiente a una magnetización de } M_i = 2.19 \text{ A/m para un campo } B = 25031 \text{ nT)}$$

Remanencia

$$I = 35^\circ$$

$$D = 190^\circ$$

$$M_r = 2 \text{ A/m}$$

El coeficiente de Königsberger es de $Q = 0.91$

El valor de magnetización de 2 A/m fue tomado en base a los valores obtenidos de las

muestras de campo y el espesor de acuerdo a los máximos espesores de los basaltos de superficie.

El valor de magnetización de 2 A/m produce un rango de intensidades de $-35 < \text{nT} < 18$ (figura 5.2) lo que lleva a un efecto topográfico que representa sólo una porción del campo total de anomalías magnéticas. Por otro lado, el relevamiento vulcanológico y el muestro paleomagnético no han evidenciado en superficie una variación significativa de la magnetización de las lavas respecto a la media del plateau. Por lo tanto, los cambios locales no se deben a estructuras volcánicas superficiales fuertemente magnetizadas. Además, no se observa correlación de las anomalías de la figura 5.2 con la estructura topográfica del volcán de suaves pendientes. Por estas razones no hay necesidad de tener en cuenta el efecto topográfico magnético.

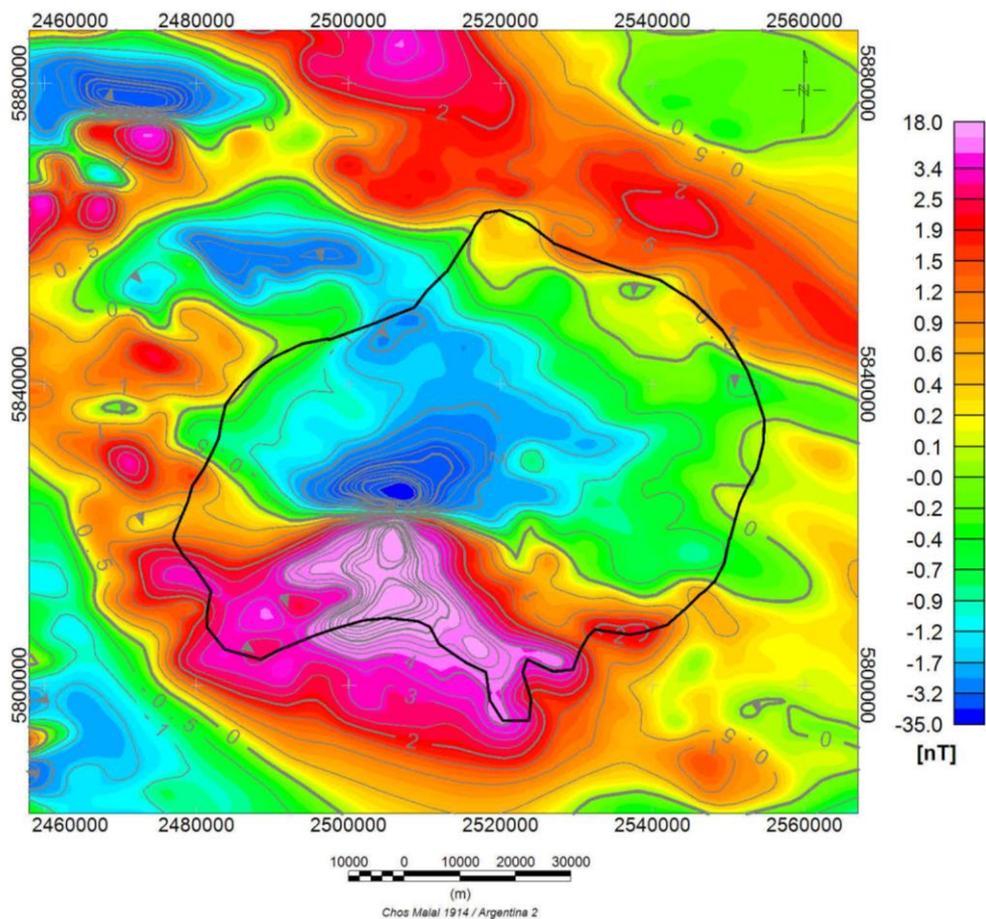


Figura 5.2. Efecto topográfico producido por una placa cortical uniformemente magnetizada de 2 A/m en un campo de polaridad reversa ($I = 35^\circ$, $D = 190^\circ$).

5.3.2 Continuación analítica de campos

Los filtros de continuación descendente y ascendente son ampliamente usados en el análisis de anomalías magnéticas.

El proceso de *continuación descendente* consiste en prolongar los datos observados hasta un plano más cercano a las fuentes, siempre que no existan fuentes en la región de continuación. Este cálculo tiende a acentuar el detalle de la distribución de fuentes, especialmente las componentes más superficiales. El problema que presenta este procedimiento es que amplifica las componentes de longitud de onda corta de los datos, por lo cual los hace más “ruidosos”, al revés de lo que ocurre con la continuación ascendente, que tiene un efecto de “suavizado” (Blakely, 1995).

La *continuación ascendente* transforma el campo potencial medido en una superficie a un campo que sería medido en otra superficie más alejada de todas las fuentes. Esta transformación tiende a acentuar las anomalías causadas por fuentes profundas (longitudes de onda larga) a expensas de las anomalías causadas por fuentes someras (longitudes de onda corta), por lo cual este proceso distorsiona los datos medidos. Dependiendo de la profundidad de las fuentes, el área del relevamiento debe ser lo suficientemente grande como para incluir las longitudes de onda largas del espectro de anomalías (Hinze et al., 2013).

Una aplicación de la continuación ascendente es cuando se trabaja con varios relevamientos aéreos medidos en distintos planos y se desea unirlos o compararlos. De este modo, se lleva cada uno de estos relevamientos a un mismo plano. Por otro lado, un relevamiento sobre un terreno volcánico, puede ser dominado por anomalías de longitudes de onda cortas debido a las rocas volcánicas cercanas a la superficie; entonces la continuación analítica puede atenuar esas anomalías con el fin de acentuar las intermedias y más profundas. En consecuencia, este método puede considerarse para atenuar el efecto topográfico.

Siguiendo a Blakely (1995), la transformación ascendente es posible de realizar porque el potencial U cumple con la tercera identidad de Green. Si una función armónica U es continua y tiene derivadas continuas en toda una región regular R , entonces la tercera identidad de Green garantiza que el valor de U en cualquier punto P dentro de R se puede escribir de la forma:

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right) \quad (5.6)$$

donde S denota la superficie que limita la región R , n es la dirección normal hacia fuera de la superficie y r la distancia desde P al punto de integración sobre S . La ecuación (5.6) expresa que un campo potencial puede calcularse en cualquier punto dentro de una región, a partir del comportamiento del campo sobre la superficie que encierra a dicha región.

El potencial U es en el caso de estudio, el potencial asociado al campo de anomalías, o

sea un potencial anómalo, $-\nabla U \cdot \nu_p = \Delta T$, donde ν_p es el versor del campo magnético principal del lugar.

La forma más simple de continuación ascendente es la *prolongación de un plano a otro*. Supongamos que el campo potencial se midió en una superficie $z = z_0$ y se desea conocer el campo en un punto $P(x, y, z_0 - \Delta z)$ sobre esa superficie, donde $\Delta z > 0$ y el eje z es positivo hacia abajo en el sistema de coordenadas cartesianas. Partiendo de la ecuación (5.6), Henderson (1970) obtuvo la expresión de la integral de la continuación ascendente para un punto P sobre una superficie a partir del conocimiento del campo sobre el nivel original de medición de los datos.

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta z]^3/2} dx' dy' \quad (5.7)$$

La ecuación (5.7) es una convolución bidimensional que se puede reescribir como sigue:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(x', y', z_0) \psi_p(x - x', y - y', \Delta z) dx' dy' \quad (5.8)$$

siendo

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{[x^2 + y^2 + \Delta z]^3/2}$$

Por lo tanto, la representación de la ecuación (5.8) en el dominio de Fourier está dada por:

$$\mathcal{F}[U_u] = \mathcal{F}[U] \mathcal{F}[\psi_u] \quad (5.9)$$

donde $\mathcal{F}[U_u]$ es la transformada de Fourier del campo continuado hacia arriba y $\mathcal{F}[\psi_u]$ y resulta:

$$\mathcal{F}[\psi_u] = e^{-\Delta z |k|}, \quad \Delta z > 0 \quad (5.10)$$

donde k es el número de onda radial en el plano x y y .

Por lo tanto, la prolongación ascendente de un plano a otro, se obtiene haciendo la transformada de Fourier de los datos medidos o de interés multiplicando por el factor (5.10) y antitransformando el producto.

En el caso del volcán Auca Mahuida, los datos fueron medidos a altura cuasi-constante (relevamiento barométrico) por lo cual la prolongación de un plano a otro es la más

adecuada.

La continuación descendente es la operación inversa de la ecuación (5.7) ya que se realiza desde $U(x, y, z_0 - \Delta z)$ hasta $U(x, y, z_0)$. Cambios pequeños en $U(x, y, z_0 - \Delta z)$ pueden causar variaciones poco realistas en $U(x, y, z_0)$ calculado. En el dominio de Fourier, se representa por la inversa de la ecuación (5.8), donde $\mathcal{F}[\psi_u] = e^{+\Delta z|k|}$. Las longitudes de onda más cortas de los datos medidos serán amplificadas hasta un grado que depende de Δz y del intervalo de muestro.

Otra forma de continuación ascendente es la *prolongación entre superficies irregulares*. Este es el caso cuando los datos adquiridos se disponen en una superficie irregular, por ejemplo en relevamientos aéreos en donde se sigue la topografía. Dos de los métodos más extensamente usados en este caso son el de *fuentes equivalentes* y *aproximación por series de Taylor*. Para un detalle pormenorizado ver Blakely (1995).

5.3.3 Reducción al polo

Debido al carácter dipolar del campo de anomalías magnéticas producidas por fuentes del subsuelo, los máximos y mínimos de éstas resultan desplazados respecto a las posiciones de las fuentes, y la anomalía se torna asimétrica y con menor amplitud. Esto no ocurre con los máximos y mínimos de los campos de gravedad, debidos a variaciones de densidad, los cuales se sitúan exactamente por encima de las fuentes. Ese corrimiento de los máximos en las anomalías magnéticas complica su interpretación, especialmente a latitudes geomagnéticas bajas. Para contrarrestar este efecto, Baranov (1957) sugirió un método para transformar anomalías magnéticas observadas en cualquier latitud en anomalías que se observarían en presencia de magnetización y campo magnético verticales (Hinze et al., 2013). El método llamado *reducción al polo* (RTP por sus siglas en inglés), se basa en la relación de Poisson y es uno de los algoritmos más usados en el procesamiento de datos magnéticos. El proceso involucra una transformación lineal de la anomalía observada en el dominio del espacio o del número de onda. Los efectos asociados a la inclinación del campo terrestre con la latitud son removidos, y cada anomalía dipolar se transforma en su contraparte negativa o positiva ubicada directamente encima de la fuente. La figura 5.3 muestra un ejemplo sencillo de una anomalía producida por una línea de dipolos con inclinación magnética de -30° . Se observa un decrecimiento en la amplitud y un corrimiento frente a la anomalía reducida al polo mostrada en la misma figura.

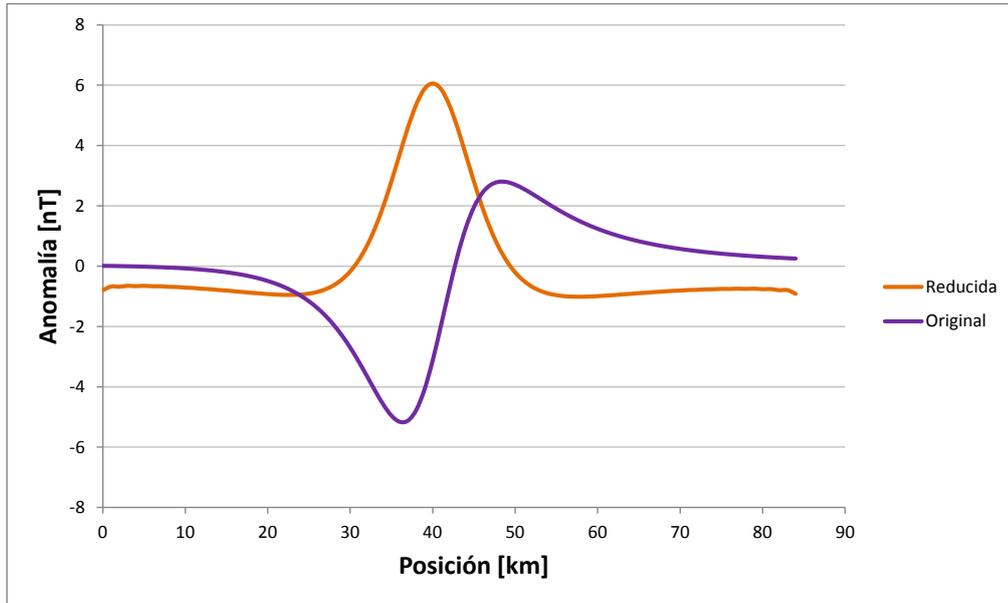


Figura 5.3. Anomalía magnética sintética (original y reducida al polo) producida por una línea de dipolos, ubicada en $x_0=40$, $z_0=10$ km. El campo ambiente es de 26000 nT y la susceptibilidad magnética de 0.012 (SI). La declinación e inclinación magnética son 0° y -30° , respectivamente y el acimut $=0^\circ$. El eje horizontal representa la posición en la dirección perpendicular a la línea de dipolos y el eje vertical corresponde a la magnitud de las anomalías, dado en nT.

Las ecuaciones (5.11) y (5.12) describen la operación de filtrado que transforma el campo total de anomalías con direcciones de magnetización y campo ambiente dadas, en una nueva anomalía causada por la misma distribución de magnetización pero con dirección en la vertical (Blakely, 1995).

$$\mathcal{F}[\Delta T_r] = \hat{\mathcal{F}}[\Delta T] \mathcal{F}[\Delta \psi_r] \quad (5.11)$$

$$\mathcal{F}[\Delta \psi_r] = \frac{1}{\theta_m \theta_f}$$

$$\theta_m = \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x k_x + \hat{m}_y k_y}{|k|} \quad (5.12)$$

$$\theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x k_x + \hat{f}_y k_y}{|k|}$$

donde $\hat{\mathbf{m}} = (\hat{m}_x, \hat{m}_y, \hat{m}_z)$ y $\hat{\mathbf{f}} = (\hat{f}_x, \hat{f}_y, \hat{f}_z)$ son los vectores unitarios en la dirección de la magnetización y del campo magnético ambiente, respectivamente.

La aplicación de $\mathcal{F}[\Delta\psi]$ se conoce como reducción al polo. ΔT_r es la anomalía que sería medida en el polo magnético norte o sur según corresponda, cuando tanto la magnetización inducida y campo ambiente serían verticales.

Una limitación de la RTP, es que el método se vuelve inestable a bajas latitudes, especialmente dentro de los $\pm 15^\circ$ del ecuador magnético. Esto resulta en la amplificación del ruido y una distorsión de las anomalías en la dirección del meridiano magnético. Otra limitación es el requerimiento de conocer a priori la dirección de magnetización y la del campo terrestre en el área de estudio, los cuales se suponen constantes en amplitud y dirección, promediados para toda la región en estudio. La aproximación de campo y magnetización constantes es grosera, pero razonable si el área de investigación tiene una extensión geográfica no muy grande (del orden de 100 km x 100 km; Blanco, 1997). Cuando se está en presencia de fuerte remanencia, una transformación RTP correcta requiere tener en cuenta ambas contribuciones, la magnetización inducida y la remanente.

En el caso del volcán Auca Mahuida, la actividad volcánica tuvo lugar durante los periodos Plioceno y Pleistoceno. El campo magnético terrestre sufrió varias inversiones en ese lapso de tiempo y, tal como se señaló antes, el campo de anomalía del volcán muestra principalmente fuentes de magnetización reversa (figura 5.4). Esto significa que la mayor parte de los cuerpos fuente se magnetizaron en un cron inverso y que la remanencia es la contribución magnética dominante en las rocas del VAM (Longo et al., 2015). En consecuencia deben elegirse valores significativos para estos parámetros. Se tomaron valores representativos de la magnetización remanente, acordes con estudios paleomagnéticos previos¹. Además, para acotar mejor la inclinación se eligió un valor consistente con la variación de inclinación con latitud del Dipolo Axial Geocéntrico (GAD) (Mc Elhinny, 1973) para el área de estudio. En consecuencia, se calculó el campo reducido al polo para dos casos separados, uno considerando que la magnetización de las fuentes es solamente inducida (con valores angulares $I = -38^\circ$ y $D = 3^\circ$, figura 5.5 a) y el otro usando la suma vectorial de la inducción y la remanencia (figura 5.5 b). Tal como se argumentó antes, se consideró que la remanencia fue adquirida en un cron de campo terrestre inverso con inclinación y declinación de 38° y 177° respectivamente.

El campo reducido al polo calculado considerando sólo la componente de inducción de la magnetización muestra que el algoritmo no es capaz de transformar correctamente las anomalías de magnetización directa (tales como los rasgos I y M en la figura 5.5 a), ya que su posición no resulta alterada. En cambio, las anomalías J, K, L son correctamente desplazadas quedando encima de su fuente, aunque se transforman en rasgos monopolares negativos y por lo tanto con signo cambiado respecto al campo de anomalías TMI. Esto significa que el campo de anomalías está fuertemente afectado por remanencia. El campo reducido al polo obtenido considerando magnetización inducida y remanente muestra que la transformación tampoco remueve totalmente el carácter dipolar, pero la polaridad de las anomalías es

¹ *Propiedades magnéticas de los basaltos del área del Auca Mahuida*, Laboratorio de Paleomagnetismo 'Daniel Valencio', Universidad de Buenos Aires, (datos sin publicar).

exactamente opuesta a la del campo de la figura 5.5 a. Por lo tanto, los campos reducidos al polo obtenidos con y sin remanencia son muy similares, pero de signos opuestos. De hecho, la remanencia se relaciona con un campo inverso que simplemente invierte la polaridad y no cambia sustancialmente la configuración del patrón magnético.

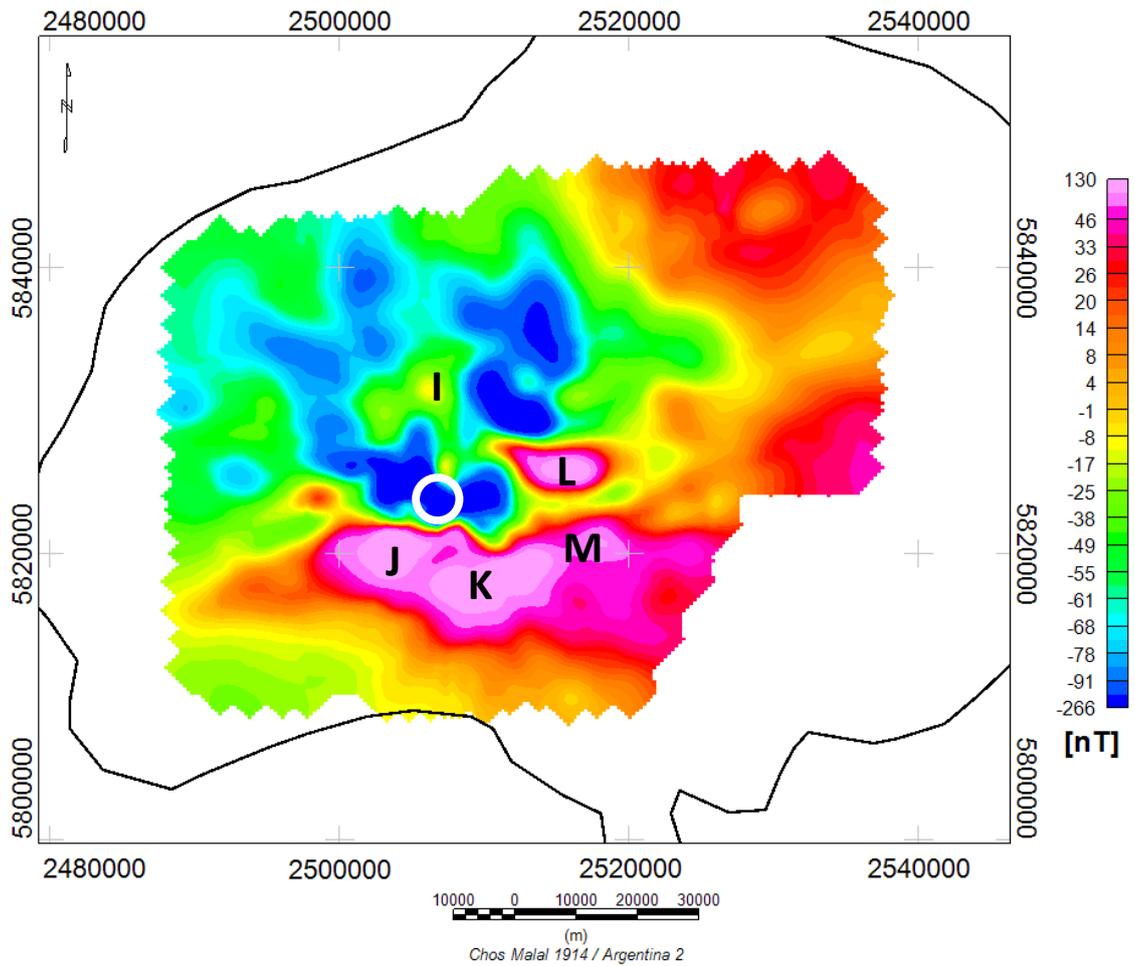


Figura 5.4. Mapa de anomalía magnética del volcán Auca Mahuida. El círculo blanco marca el cráter central. Límite del plateau volcánico es indicado en línea negra. Las letras I, J, K, L, y M especifican las anomalías discutidas en el texto. El relevamiento aeromagnético no cubre todo el plateau.

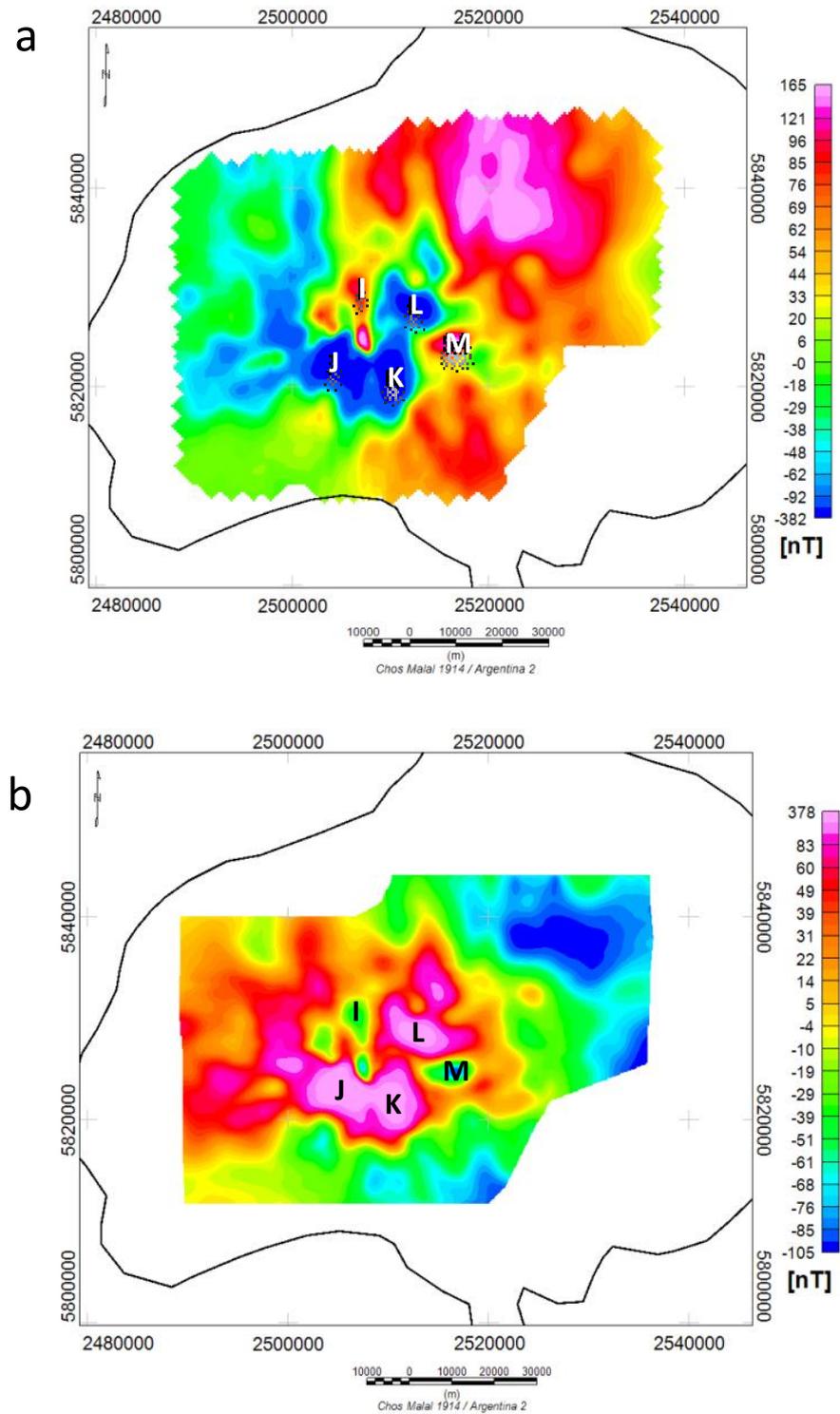


Figura 5.5. a) Transformación RTP calculada considerando solamente la componente de inducción ($I = -38^\circ$ and $D = 3^\circ$). b) Transformación RTP calculada con ambas componentes de magnetización, de inducción y remanente ($I = 38^\circ$ and $D = 177^\circ$). Las anomalías están etiquetadas con letras en color blanco y negro respectivamente (ver Figura 5.4 para su comparación).

5.3.4 Señal Analítica

Se define la señal analítica de una función $f(x)$ como:

$$a(x) = f(x) - iF_I(x) \quad (5.13)$$

donde $F_I(x)$ es la transformada de Hilbert de la función $f(x)$, dada por:

$$F_I(x) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{f(x')}{x-x'} dx' \quad (5.14)$$

La integral (5.14) equivale a la convolución de $f(x)$ con $-1/\pi x$. Por lo cual, la transformada de Fourier de $F_I(x)$ es:

$$\mathcal{F}[F_I] = i \operatorname{sgn} k \mathcal{F}[f] \quad (5.15)$$

La transformada de Hilbert no modifica la amplitud de $f(x)$ pero produce un corrimiento de la fase de $f(x)$ en $\pi/2$ para $k > 0$ y en $-\pi/2$ para $k < 0$.

La transformada de Fourier de la señal analítica entonces se expresa como:

$$\mathcal{F}[a] = \mathcal{F}[f](1 + \operatorname{sgn} k) \quad (5.16)$$

Por lo tanto la SA de una función puede calcularse fácilmente a partir de la transformada de Fourier de $f(x)$ como se deduce de la ecuación (5.16); o calculando la transformada de Hilbert de $f(x)$ y sumándole $f(x)$.

El cálculo de la *señal analítica* (SA) fue introducido en métodos potenciales por Nabighian (1972, 1984) como una herramienta para estimar la ubicación y profundidad de un contacto magnético bidimensional.

Roest et al. (1992) propusieron la siguiente expresión para la señal analítica del campo de anomalías:

$$A(x, y, z) = \frac{\partial \Delta T}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial \Delta T}{\partial y} \hat{j} + i \frac{\partial \Delta T}{\partial z} \hat{k} \quad (5.17)$$

donde $\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$ son los vectores unitarios en la dirección de x, y, z , respectivamente. $\Delta T(x, y, z)$ es la anomalía de intensidad magnética total medida sobre un plano. Esta función posee la propiedad necesaria de la función analítica, a saber, sus partes real e imaginaria forman un par transformado de Hilbert. Esto se deduce de que la transformada de la derivada horizontal y vertical están dadas por la ecuación (5.18) (Blakely, 1995).

$$\mathcal{F}[\nabla\phi] = \mathbf{k}\mathcal{F}[\phi] \quad (5.18)$$

donde $\mathbf{k} = (ik_x, ik_y, |k|)$. O sea para la anomalía de campo total podemos escribir:

$$\begin{aligned} \mathcal{F}\left[\frac{\partial\Delta T}{\partial x}\right] &= ik_x\mathcal{F}[\Delta T], & \mathcal{F}\left[\frac{\partial\Delta T}{\partial y}\right] &= ik_y\mathcal{F}[\Delta T] \\ \mathcal{F}\left[\frac{\partial\Delta T}{\partial z}\right] &= |k|\mathcal{F}[\Delta T] \end{aligned} \quad (5.19)$$

En consecuencia $\frac{\partial\Delta T}{\partial x}$, $\frac{\partial\Delta T}{\partial y}$ y $\frac{\partial\Delta T}{\partial z}$ son un par transformado de Hilbert.

La amplitud de SA, $A(x, y, z)$ viene dada por:

$$|A(x, y, z)| = \left[(\partial\Delta T / \partial x)^2 + (\partial\Delta T / \partial y)^2 + (\partial\Delta T / \partial z)^2 \right]^{1/2} \quad (5.20)$$

De esta expresión se puede ver que la SA es una medida directa del gradiente del campo magnético, el cual depende de la distancia a la fuente magnética y de la intensidad de magnetización. Como regla general se cumple entonces que a menor distancia de la fuente y mayor intensidad del campo, mayor será la amplitud de la SA.

La señal analítica tiene la ventaja de ser independiente de la dirección de la magnetización y de la dirección del campo magnético terrestre (Blakely, 1995). Esta característica es especialmente conveniente en presencia de remanencia fuerte o en latitudes magnéticas bajas. MacLeod et al. (1993) propusieron que la SA es una alternativa a la reducción al polo para bajas latitudes. Su independencia de la dirección de magnetización implica que todos los cuerpos que tienen la misma geometría tienen la misma señal analítica. Nabighian (1972) mostró que los máximos de la SA están ubicados encima de contrastes magnéticos, de modo que pueden ser usados para identificar los principales contrastes. Dado que los máximos de la señal analítica son simétricos y tienen lugar directamente sobre los bordes de los cuerpos anchos y sobre el centro de los cuerpos estrechos, la interpretación de mapas de señal analítica debería dar indicios sobre la geometría de las fuentes magnéticas (Gunn, 1997).

Nabighian (1972) usó la amplitud de la SA para estimar la profundidad del contacto magnético. Roest et al., (1992) y Atchuta Rao et al., (1981) usaron el ancho de la anomalía a la mitad de la amplitud para derivar las profundidades. Sin embargo, la amplitud medida es usualmente el resultado de muchas anomalías superpuestas, por lo cual, aún cuando la amplitud esté bien definida para una fuente individual, la profundidad resultante tendrá un error considerable si no se usa el modelo correcto. En consecuencia, no se ha usado esta técnica para estimar profundidades dado que el mapa de anomalías del VAM es el resultado de un conjunto de anomalías pequeñas, pero se utilizó para la localización espacial de las

mismas.

Para obtener resultados confiables, es necesario que los datos tengan buena resolución ya que el ruido se amplifica al derivar. A fin de determinar los principales contrastes de magnetización en el mapa de anomalías del área de estudio, se realizó una prolongación ascendente a 50 m para suavizar los datos de entrada, y luego se calculó la amplitud de la señal analítica (figura 5.6). En general, su forma resulta similar a la de la anomalía reducida al polo calculado con el efecto de la remanencia (figura 5.5 b).

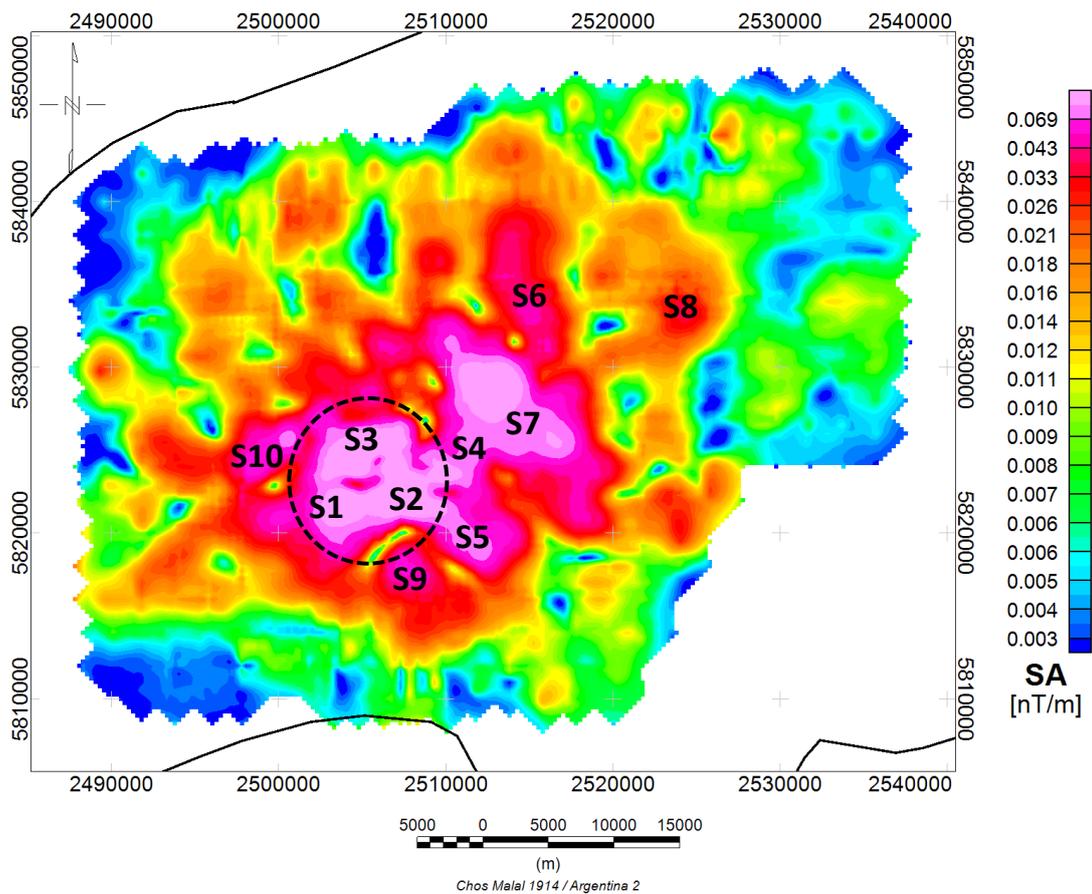


Figura 5.6. Mapa de amplitud de la señal analítica obtenido de la anomalía TMI prolongada hacia arriba 50 m. El círculo de línea discontinua señala el cráter central del volcán. S1 a S10 son las fuentes principales causantes de los máximos de amplitud. La unidad de la amplitud de la SA es [nT/m].

En la figura 5.6 los máximos de magnetización S1, S2, S3 se disponen alrededor del cráter central del volcán en forma de anillo, mientras que S4, S5, S6, S7, S9 se orientan según la dirección NO-SE, lo cual sugiere una correlación entre las fracturas existentes en el aparato volcánico y los cuerpos ígneos intruidos.

5.3.5 Métodos de localización y profundidad de fuentes magnéticas

Los métodos de estimación de profundidad a las fuentes magnéticas y gravimétricas están diseñados para tratar anomalías individuales aisladas, mientras que otros analizan muchas anomalías complejas en forma de perfiles o mapas. Estos métodos se basan en técnicas gráficas o en algoritmos computacionales. Las técnicas gráficas, permiten hacer estimaciones de profundidad a las fuentes basadas en la distancia horizontal entre dos puntos de un perfil de anomalías, determinados por ejemplo donde la amplitud es la mitad de su valor máximo, o por el intervalo donde el perfil se aproxima mejor a una recta en su zona de máxima pendiente (Blakely, 1995; Hinze et al., 2013). Estos métodos en general se aplican a cuerpos aislados. Entre los algoritmos de cálculo se encuentran la deconvolución de Euler, deconvolución de Werner, método de señal analítica, técnicas estadísticas de análisis espectral, entre otros. La selección del método dependerá de la experiencia del intérprete, el objetivo del relevamiento, la calidad de las mediciones, la naturaleza del ruido y las anomalías regionales que alteran las anomalías de interés. A pesar de que en teoría el método magnético se puede usar para determinar la profundidad a cualquier fuente magnética aislada que produzca una anomalía observable, se lo aplica más comúnmente a la determinación de profundidad al tope de fuentes intra-basamento. La determinación magnética de profundidades, especialmente cuando se hace con técnicas simplificadas, debe ser corroborada usando más de una técnica. Resultados consistentes no garantizan precisión, pero aumentan la confianza en las profundidades calculadas.

A continuación se hará una descripción de los métodos de localización de las fuentes aplicados a los datos magnéticos de esta tesis cuyos resultados son, como veremos más adelante, validados por los modelos.

5.3.5.1 Deconvolución de Euler

En las últimas décadas se han desarrollado varias técnicas para localizar contactos magnéticos, y una de las más difundidas es la *deconvolución de Euler* que consiste en la resolución del problema inverso no lineal (Blanco, 1997). Este procedimiento fue descrito por Thompson (1982) para perfiles, y más tarde considerado, con algunas variaciones, por otros autores como Reid et al. 1990 (quienes expandieron la técnica a relevamientos magnéticos bidimensionales), Barbosa et al. 1999, 2000, Mushayandebvu et al. 2001, Hsu 2002, entre otros. Esta técnica consiste en la resolución de la ecuación homogénea de Euler para diferentes ventanas de los datos cubriendo el mapa de anomalías magnéticas completo. Permite obtener la profundidad y la posición horizontal de fuentes magnéticas equivalentes simples. Este método funciona bien para fuentes simples, tales como un dipolo magnético, una línea de dipolos, un monopolo, etc. Las fuentes reales, sin embargo, no son puntuales sino cuerpos extendidos equivalentes a conjuntos de dipolos.

Una función $f(x,y,z)$ se dice homogénea de grado n si satisface la expresión:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (5.21)$$

A partir de (5.21), se puede mostrar que se cumple la ecuación conocida como *Ecuación de Euler* (5.22):

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (5.22)$$

Puede probarse que si f satisface la ecuación de Euler de grado n , entonces la derivada espacial de f es también homogénea y de grado $n+1$.

Para *fuentes magnéticas simples*, ubicadas en (x_0, y_0, z_0) , puede mostrarse que el campo de intensidad total T en un punto de observación (x_j, y_j, z_j) , satisface la siguiente ecuación diferencial (5.23):

$$\begin{aligned} (x_j - x_0) \frac{\partial B}{\partial x}(x_j, y_j, z_j) + (y_j - y_0) \frac{\partial B}{\partial y}(x_j, y_j, z_j) + (z_j - z_0) \frac{\partial B}{\partial z}(x_j, y_j, z_j) = \\ = -N(B(x_j, y_j, z_j) - F) \end{aligned} \quad (5.23)$$

donde el parámetro N se conoce como *índice estructural*, ya que depende del tipo de fuente y está asociado con el grado de homogeneidad del potencial escalar magnético dipolar y su correspondiente campo magnético. Representa la tasa de decaimiento de la anomalía con la distancia a la fuente. Los valores típicos del índice estructural varían entre 0 y 3 dependiendo de la geometría del cuerpo causante de la anomalía. N es el único parámetro que se conoce a priori y es equivalente a $-n$ de la ecuación (5.22).

El escalar F representa el campo ambiente o regional, el cual se asume constante para el conjunto de estaciones consideradas. La remoción de esta componente de los datos magnéticos involucra la supresión del campo geomagnético principal mediante los modelos del IGRF. De esta manera, el campo total B se puede descomponer como $B = \Delta T + F$, siendo ΔT la anomalía de intensidad total asociada con la fuente magnética concentrada.

La implementación de este algoritmo consiste en la resolución de las ecuaciones de Euler por medio de la inversión de mínimos cuadrados de un conjunto de datos para un índice N dado. Para el caso de un relevamiento distribuido en una malla, esta técnica se aplica seleccionando primero una ventana cuadrada de datos dentro del mapa de anomalía o campo total y calculando sus derivadas ortogonales. Se resuelve la ecuación de Euler, y se obtienen las soluciones (x_0, y_0, z_0) y su error. Luego se mueve la ventana al siguiente punto de la grilla. Las soluciones cuyo error en la profundidad (desviación estándar) es menor que una

tolerancia definida (típicamente del 15%) y que están dentro de una distancia límite de la ventana de observación son aceptadas. Esta distancia límite es la distancia máxima desde el centro de la ventana de búsqueda hasta la posición de una fuente solución de la ecuación. El resultado de la deconvolución es más preciso cuando la fuente está centrada en la ventana de búsqueda, por lo cual aquellas fuentes que son soluciones pero están ubicadas lejos del centro de la ventana pueden ser descartadas. Hay que tener en cuenta que la desviación estándar mide solamente cuán bien se ajusta el campo medido a las ecuaciones de Euler para un dado índice. Esto presupone que el índice elegido es correcto para la fuente del campo observado en la ventana de muestreo, y que el mismo está siendo generado sólo por una fuente.

Una ventaja significativa de la ecuación de Euler para datos magnéticos, es que no está afectada por la inclinación, declinación magnética ni por remanencia (Hinze et al., 2013). Estudios de modelización y trabajos teóricos de Reid et al. (1990) han llevado a la conclusión de que la deconvolución de Euler sin aplicar reducción al polo es capaz de reproducir con precisión la ubicación de fuentes magnéticas de distintos rumbos en presencia de un campo no vertical. La desventaja es que no se obtiene información sobre el buzamiento de las fuentes, el cual debe ser por lo tanto estimado por otros métodos, por ejemplo mediante otras técnicas de modelado inverso.

El método de deconvolución de Euler fue aplicado al mapa de anomalías magnéticas del VAM sin hacer reducción al polo, pues como ya se mencionó, la presencia de remanencia en los datos y la ausencia de una única dirección de magnetización, constituyen una limitación en el cálculo de una correcta transformación. Tomando el ancho de las anomalías entre 1.5 y 5 km, un buen estimador para el tamaño de la ventana es de alrededor de 5 km. Se trabajó con dos índices estructurales, N , de 1 y 0.5. El primero se asocia a geometrías de diques y filones que son las formas más probables de las fuentes en el subsuelo del volcán (Comeron, et al., 2002); y el segundo a fallas. La figura 5.7 muestra las soluciones de la aplicación de la deconvolución de Euler para la ventana de 5 km. En el caso de un relevamiento barométrico (altura constante) las soluciones obtenidas mediante el software Oasis Montaj son referidas al nivel medio del mar. Los valores positivos están sobre el nivel del mar y los negativos debajo de éste. La mayoría de las soluciones se ubican principalmente en los límites de las anomalías, con los toques o techos de las fuentes anómalas a profundidades someras entre 500 y 2000 m respecto al nivel medio del mar. Los cálculos se hicieron de acuerdo a lo descrito más arriba (con una tolerancia en profundidad del 15 %) y luego con una reducción de este valor a 7 % de modo de obtener soluciones más confiables. Además, se acotó la incerteza en el plano xy en 15 %. Por lo tanto la profundidad estimada tiene una incerteza menor al 7% y la ubicación horizontal es correcta dentro de un 15%.

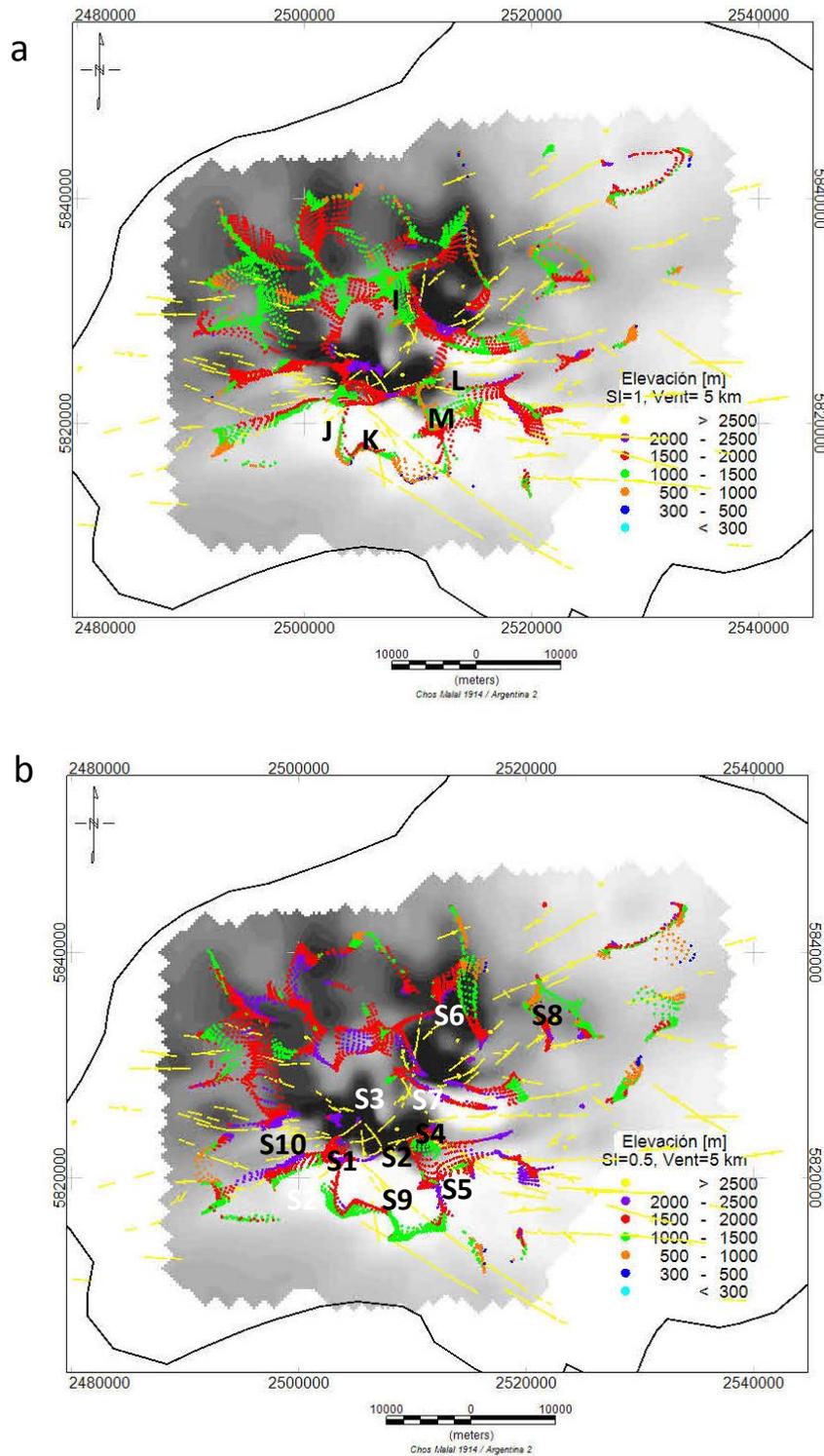


Figura 5.7. Soluciones de deconvolución de Euler obtenidas a partir del mapa de anomalías magnéticas con un tamaño de ventana de 5 km para un índice estructural dado. a) $N=1$ y b) $N=0.5$. La elevación de referencia es el nivel medio del mar dado en metros. En la figura a) I, J, K, M, L son las letras utilizadas en las anomalías de la RTP de la figura 5.5. b) Máximos de amplitud producidos por las principales fuentes en la señal analítica de la figura 5.7 a (S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7, S8, S9, S10). En trazos amarillos se superpone el patrón de fallas interpretadas en superficie por Del Pino (YPF S. A.).

Además, se aplicó el método para ventanas de 3, 5 y 10 km para un SI igual 1 (figuras 5.8 y 5.9).

Como el tamaño de ventana de búsqueda está relacionado al tamaño de celda con que fueron grillados los datos, se regrillaron los datos con 500 y 1000 m para poder tomar ventanas más grandes.

El resultado de la deconvolución tiene la máxima precisión cuando la fuente está centrada en dicha ventana, por lo tanto fuentes ubicadas más allá de una distancia máxima especificada desde el centro de la ventana son rechazadas. En general, las soluciones ubicadas fuera de la ventana de búsqueda pueden ser rechazadas como erróneas.

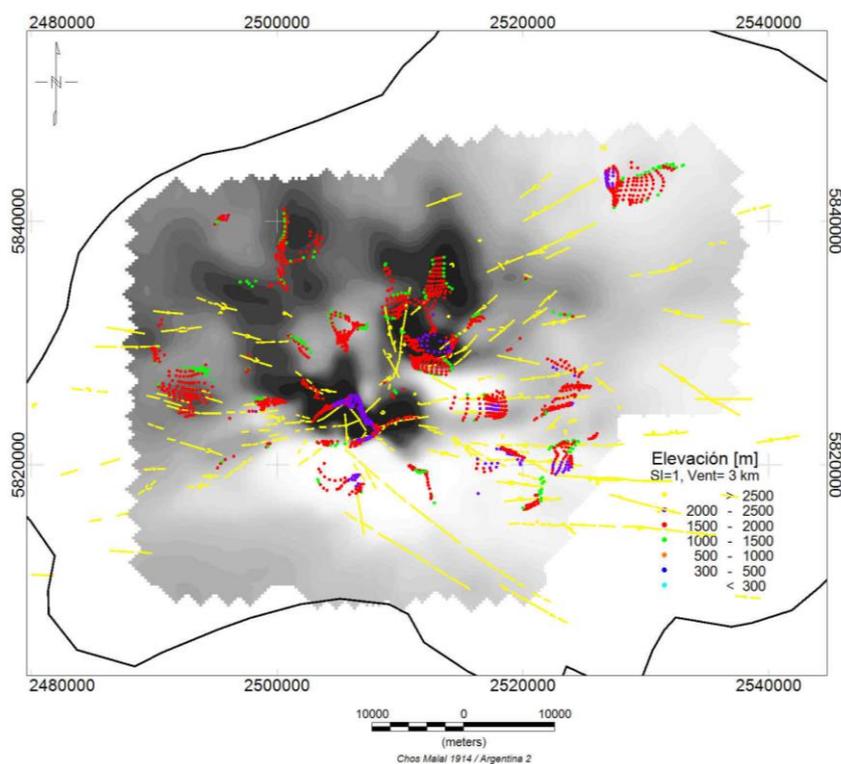


Figura 5.8. Soluciones de Euler obtenidas a partir del mapa de anomalías magnéticas con un tamaño de ventana de 3 km para un índice estructural $N=1$.

La ventana de 3 km produce una distribución aleatoria de soluciones que no se correlacionan con las mayores intensidades de las anomalías.

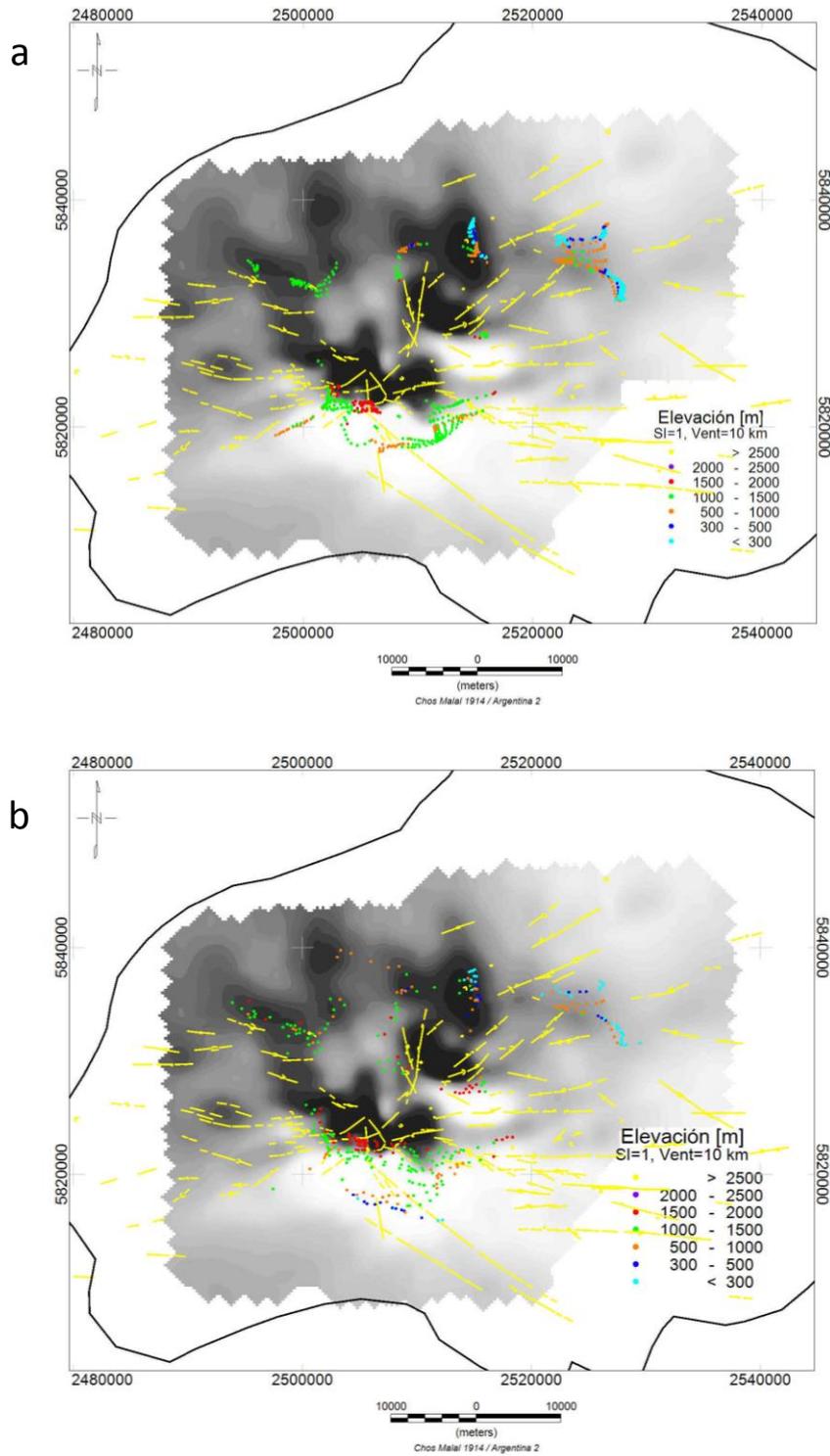


Figura 5.9. Soluciones de Euler obtenidas a partir del mapa de anomalías magnéticas con un tamaño de ventana de 10 km para un índice estructural $N=1$. a) Tamaño de celda de la grilla 500 m y b) 1000 m.

La ventana de 10 km produce pocas soluciones pero con profundidades mayores que las obtenidas con la ventana de 3 km.

El conjunto de fallas interpretadas en superficie indicadas en color amarillo en la figura 5.8, tiene un diseño radial que confluye en el cráter central. Algunas de las soluciones obtenidas a través del método de Euler se ubican en concordancia con esta distribución. La correlación entre las fuentes magnéticas y el patrón de fallas, refuerza la hipótesis de que parte de estas fracturas pueden ser el resultado de la estructuración asociada a la intrusión de los cuerpos ígneos.

5.3.5.2 Profundidad media de un conjunto de fuentes

La dificultad de aislar unas anomalías de otras, conduce a la utilización de técnicas estadísticas para la localización de los cuerpos magnéticos. La implementación de la estimación del promedio de la profundidad de un gran número de fuentes magnéticas a partir de sus propiedades estadísticas, fue introducida por Spector y Grant (1970). Este método se basa en la expresión del espectro de potencia de la anomalía magnética producido por un conjunto de prismas, los que representan a varias formas geológicas, como diques, venas y filones. Los parámetros que describen a cada prisma (profundidad, espesor, anchura, longitud, magnetización, etc.), obedecen a características similares para todo el conjunto.

Sea $P_{d,t,\dots}(\delta, \tau, \dots)$ la probabilidad combinada de que la profundidad d tenga el valor δ , el espesor t tenga el valor τ , y así sucesivamente. Asumiendo que estos parámetros varían en forma independiente unos de otros, la probabilidad conjunta se expresará como producto de las probabilidades individuales de cada variable. Entonces el valor esperado del espectro de densidad de potencia para una anomalía magnética causada por un conjunto de fuentes, viene dado por (Blakely, 1995):

$$\langle P_{\Delta T} \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} \dots \int_{-\infty}^{+\infty} |\mathcal{F}[\Delta T]|^2 P_t(\tau) P_d(\delta) \dots d\delta d\tau \dots \quad (5.24)$$

donde $|\mathcal{F}[\Delta T]|^2$ es el espectro de la anomalía causada por un solo elemento del conjunto, cuyos parámetros son δ, τ , etc.

Para encontrar una expresión para $|\mathcal{F}[\Delta T]|^2$ procedamos como sigue. Consideremos el campo de anomalía total medida sobre una superficie plana y producida por un paralelepípedo rectangular, con su tope a una profundidad d y espesor t , cuyos lados tienen longitudes $2a$ y $2b$ en las direcciones x, y respectivamente. Dentro de la sección la magnetización es uniforme $M(x,y) = M_0$. En general, la función magnetización $M(x,y)$ no se conoce, pero se tiene alguna idea de cómo ésta se comporta estadísticamente. La aproximación más simple, es asumir que es una función aleatoria de x e y . La expresión obtenida por Bhattacharyya (1966) y reescrita por Blakely (1995) es la siguiente:

$$|\mathcal{F}[\Delta T]|^2 = 4\pi^2 C_m^2 |\theta_{fm}|^2 |\theta_f|^2 M_0^2 e^{-2|k|d} (1 - e^{-|k|t})^2 S^2(a, b) \quad (5.25)$$

θ_m y θ_f fueron definidos en la sección 5.3.3, C_m es una constante (1 en el sistema emu y $\frac{\mu_0}{4\pi} = 10^{-7}$ henry. m⁻¹ en SI) y

$$S(a, b) = \frac{4 \sin k_x a \sin k_y b}{k_x k_y}$$

es un factor de forma independiente de d .

La expresión (5.25) tiene la ventaja de que la transformada de Fourier de la anomalía se puede escribir como el producto de factores separados, a saber, la magnetización y una función que depende de los atributos de la capa (profundidad, espesor, y dirección de magnetización).

Sustituyendo la ecuación (5.25) en la ecuación (5.24) e integrando en cada variable, se obtiene:

$$\langle P_{\Delta T} \rangle = 4\pi^2 C_m^2 \langle e^{-2|k|d} \rangle \langle (1 - e^{-|k|t})^2 \rangle \langle S^2(a, b) \rangle \langle M_0^2 \rangle \langle |\theta_m|^2 \rangle \langle |\theta_f|^2 \rangle \quad (5.26)$$

El valor esperado del espectro de densidad de potencia resulta ser el producto de varios promedios sobre colecciones, en el cual cada promedio involucra sólo una de las variables aleatorias.

Es fácil mostrar que si la profundidad al tope de cada prisma varía entre $d - \Delta d$ y $d + \Delta d$ con Δd pequeña, resulta:

$$\langle e^{-2|k|d} \rangle = e^{-2|k|\bar{d}} \quad (5.27)$$

y el logaritmo de este factor como función de $|k|$ es una recta cuya pendiente es $m = -2\bar{d}$.

$$\ln \Delta_T = \ln(A e^{-2|k|\bar{d}}) = \ln(A) - 2|k|\bar{d} \quad (5.28)$$

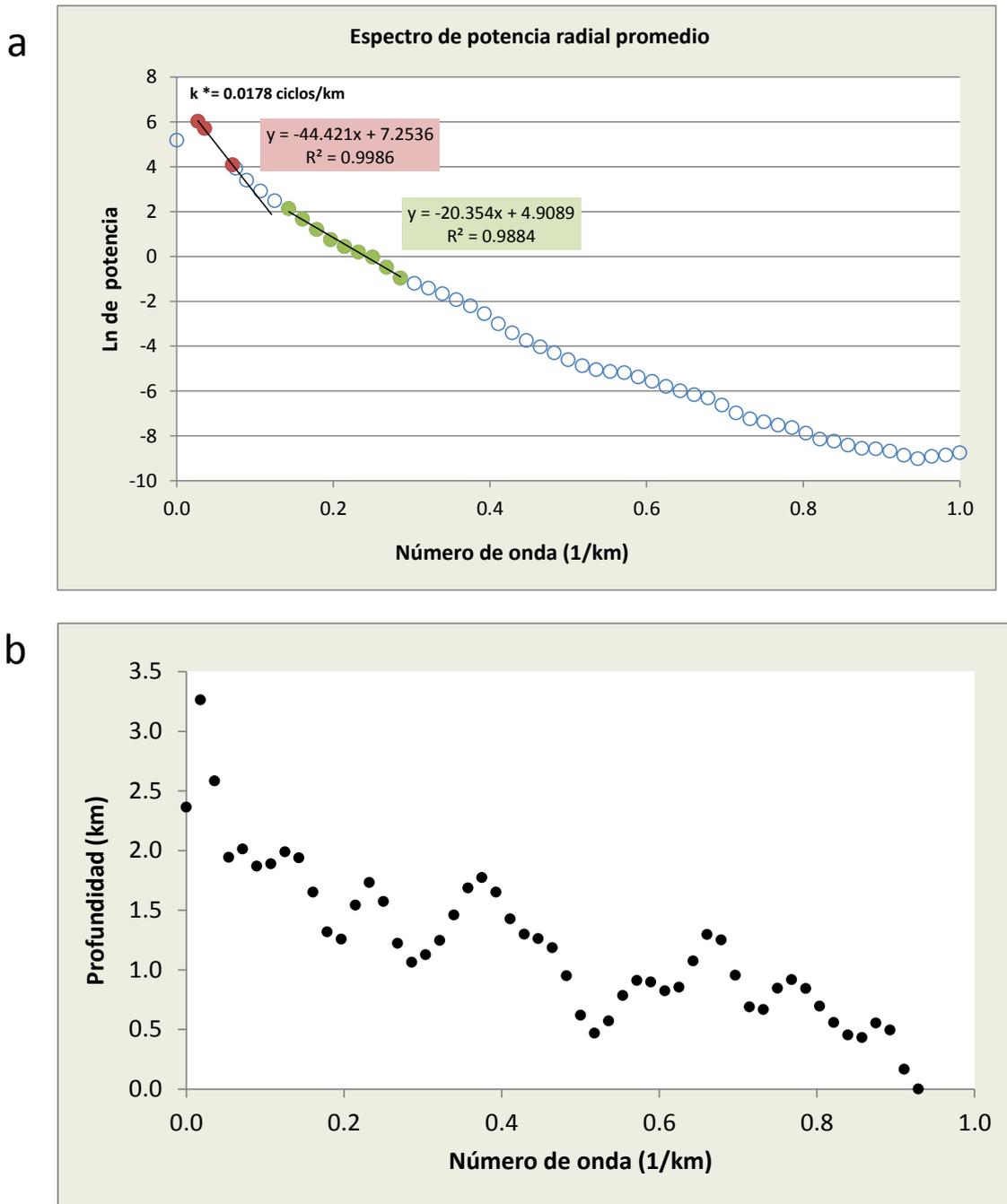
Si el número de onda está expresado en unidades de ciclos por unidad de longitud, entonces la profundidad viene dada por $\bar{d} = m/4\pi$, mientras que si la unidad de k es radianes por unidad de longitud, $\bar{d} = m/2$.

El espectro de densidad de energía promediado radialmente es independiente de la dirección de la magnetización de las fuentes y de la dirección del campo geomagnético, o sea es una función del número de onda solamente y se calcula promediando la energía para todas las direcciones para el mismo número de onda. Esta metodología puede usarse para estudiar un amplio rango de profundidades variando la ventana usada en el análisis de los datos. Un

paso crítico en el procedimiento es la selección del tamaño de la ventana de datos. La profundidad máxima de investigación es de alrededor del 20 al 25% de la longitud de la ventana, o diámetro en el caso de promedio radial del espectro. Una ventana demasiado pequeña no capturará suficiente número de anomalías como para promediar adecuadamente, y una muy grande promediará las profundidades sobre una distancia demasiado amplia y por lo tanto carecerá de significado geológico (Hinze et al., 2013). Si la grilla es lo suficientemente grande como para incluir muchas fuentes, se puede determinar la profundidad \bar{d} del tope promedio del conjunto de fuentes a partir del espectro logarítmico de esos datos.

Dos limitaciones que presenta esta metodología es que proporciona buenos resultados en estudios a escala regional y en el presente estudio el relevamiento es de escala local, y no considera contrastes laterales de magnetización.

Para un tamaño máximo de ventana de 35 km x 40 km -dimensiones del mapa de anomalías magnéticas del VAM-, la máxima profundidad que se podría obtener es de 7-8 km. La figura 5.10 b muestra valores de profundidad estimada calculando la derivada promediada cada 5 puntos del espectro de energía. Se obtiene una profundidad máxima promedio del conjunto de fuentes magnéticas a aproximadamente 3.5 km medida a partir de la altura de vuelo. El tramo de la pendiente del logaritmo del espectro de potencia relacionado con números de onda bajos, corresponde a las fuentes más profundas, mientras que la recta que ajusta la curva para valores de número de onda más altos, está relacionada con las fuentes más superficiales (figura 5.10 a).



Pendiente	Prof. Estimada (km)	Rango nro. de onda
-44.42	3.53	0.027-0.071
-20.35	1.62	0.143-0.286

Figura 5.10. a) Profundidad de las fuentes magnéticas estimada a partir del espectro de potencia logarítmico promediado radialmente del mapa de anomalías. El espectro corresponde a grupos de cuerpos magnéticos con la misma profundidad media. k^* es el número de onda correspondiente al máximo en el espectro de potencia. b) Profundidades estimadas a partir de la pendiente del espectro tomada en intervalos de 5 puntos.

El error típico del ajuste de la pendiente y , por lo tanto, de estimación de la profundidad viene dado por la expresión 5.29 (Sánchez Jiménez, 2003):

$$\varepsilon = \frac{m \sqrt{\frac{1 - R^2}{n}}}{4\pi} \quad (5.29)$$

donde m es la pendiente de la recta, R el coeficiente de correlación y n el número de puntos en la recta.

Reemplazando los valores obtenidos en la recta de ajuste para las fuentes más profundas, el error de ajuste resulta en 0.076.

5.4 Campo de anomalías regionales

Los datos aeromagnéticos regionales cubren aproximadamente 115000 km² (gran parte de la Cuenca Neuquina) y la cantidad de puntos medidos en el área son 6151. Teniendo en cuenta el *intervalo de muestreo nominal S*, ecuación (5.2), se usó un tamaño de celda de 1 km, y se grillaron los datos con el algoritmo de *mínima curvatura*. Desafortunadamente este relevamiento no cubre el edificio central del volcán Auca Mahuida, de modo que estos datos fueron usados para realizar una caracterización cualitativa de los rasgos magnéticos de longitudes de onda más larga que rodean al relevamiento de 2001, siempre que fueran consistentes con los de este último.

El campo principal de los relevamientos de 1968 y 2001, fue corregido por el IGRF de esos años, respectivamente, por lo que no habría necesidad de realizar la corrección por la variación secular. Por otro lado como los mapas de anomalías son consecuencia de magnetización remanente principalmente, la correlación entre ambos es posible.

Las longitudes de onda de las anomalías de los datos regionales están comprendidas entre 40 y 80 km y se extienden decenas de kilómetros alrededor del plateau volcánico (figura 5.11 a). Las anomalías R1, R2, R3 y R4 no están totalmente representadas en el relevamiento de 2001, por lo cual no es posible modelarlas con estos datos.

El mapa regional de anomalía magnética muestra que el área del VAM se sitúa entre una zona de valores bajos del campo magnético cortical (sector occidental R4) y una zona de bajo gradiente (sector oriental). Hacia el noreste y sureste se ubican dos lóbulos positivos de longitud de onda larga (R1 y R2) en correspondencia con el levantamiento de rocas del basamento debido a la acción del fallamiento directo de Entre Lomas (Cristallini et al., 2009). Estas observaciones fundamentan que las longitudes de onda corta del campo de anomalías del VAM sean atribuidas a fuentes volcánicas. Si la lava fuese la fuente de las anomalías del campo medido, la intensidad de ésta última sería mucho más alta. Sin embargo, como se analizó anteriormente a través del cálculo del efecto topográfico de una capa de 2 A/m, las anomalías magnéticas observadas en el relevamiento local no se correlacionan con la

topografía. Esto implica que las fuentes (intrusiones) se encuentran debajo del manto de lava y por lo tanto son significativas desde el punto de vista interpretativo volcánico-estructural.

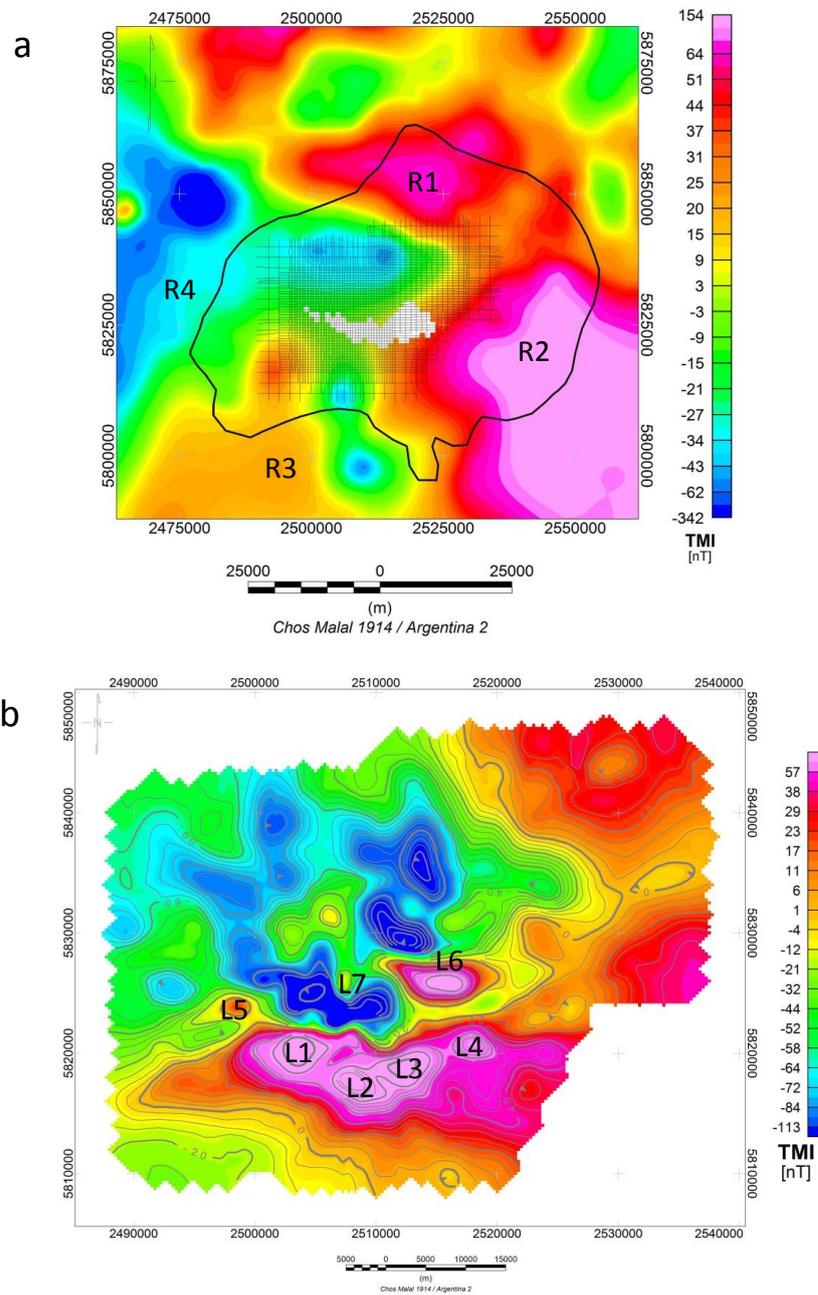


Figura 5.11. a) Relevamiento regional de 1968. R1, R2, R3 y R4 representan a las anomalías de longitudes de onda larga. En línea negra se indica el límite del plateau volcánico y las líneas de vuelo de la adquisición de los datos locales se grafican sobre la grilla. b) Campo de anomalías del relevamiento 2001. L1, L2, L3, L4, L5, L6 y L7 representan a las anomalías individuales principales. La escala TMI está dada en [nT] para ambas figuras.

En el relevamiento aéreo del VAM (figura 5.11 b) se pueden reconocer dos grupos principales de anomalías (figura 5.11 a). El primer grupo, está formado por anomalías simples compactas de carácter dipolar en la zona central del plateau del volcán (L5, L6 y L7). El segundo, está caracterizado por una secuencia de anomalías amalgamadas en la ladera sur del volcán que forman un cinturón magnético elongado en sentido E-O de 20 km de longitud (L1, L2, L3, L4). Este último grupo de anomalías no tiene una forma dipolar simple debido a su superposición espacial y a la influencia de anomalías regionales de mayor longitud de onda (R2 y R3).

Como se indica en la figura 5.12, las áreas ubicadas entre la Depresión de Añelo, la estructura volcánica de Cerro Bayo y la región al este de la faja plegada y corrida del Agrio se caracterizan por bajos valores de la anomalía (R4). Este patrón está interrumpido en el sur por un rasgo positivo NE-SO a N-S relacionado con el flanco oriental del alto estructural de Chihuidos (R3). Anomalías positivas de alta intensidad se encuentran al este-sudeste y en la zona del alto de Chihuidos (R3), y al norte del plateau del Auca Mahuida (R1 y R2).

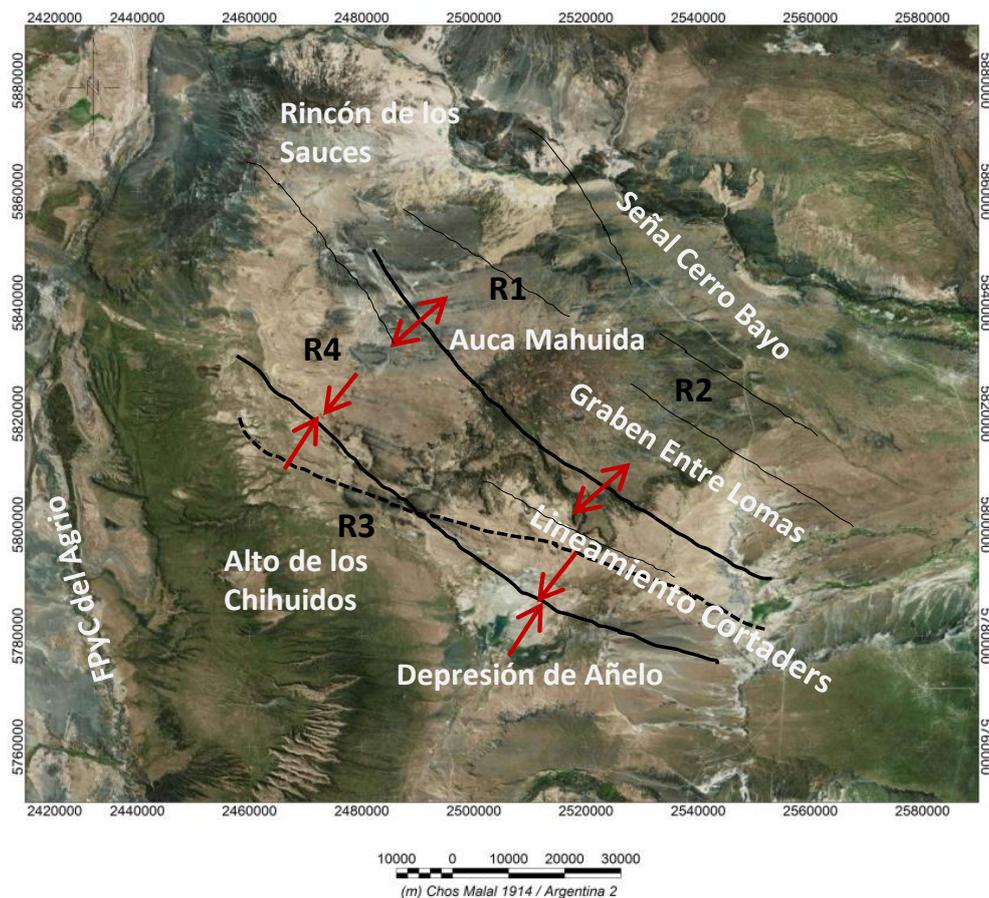


Figura 5.12. Principales rasgos estructurales del complejo volcánico Auca Mahuida. R1, R2, R3 y R4 corresponden a las anomalías mostradas en los datos aeromagnéticos de la figura 5.11 b).

5.5 Interpretación de los resultados

A continuación se presenta un resumen de los resultados obtenidos en este capítulo.

- El mapa de anomalías magnéticas del volcán Auca Mahuida (figura 5.1) muestra un conjunto de fuentes con una magnetización predominantemente reversa, situado alrededor del cráter central con longitudes de onda en el rango de 1.5 a 5 km.
- Las anomalías magnéticas no presentan correlación con ningún efecto topográfico, como se observa en la figura 5.3, lo cual confirma su origen en profundidad.
- Los campos reducidos al polo obtenidos con y sin remanencia son muy similares, pero de signos opuestos. La remanencia se relaciona con un campo inverso que simplemente invierte la polaridad y no cambia sustancialmente la configuración del patrón magnético.
- En el mapa de amplitud de la señal analítica se reconocen máximos de magnetización alrededor del cráter central del VAM (S1, S2, S3 en la Figura 5.7) como también en el sector oriental, donde se observan rasgos de alta intensidad (S6 y S8) orientados de NO a SE (S4, S5, S7). Esto sugiere una correlación entre las fuentes magnéticas y las fracturas, proveniente de la propia génesis del cuerpo volcánico.
- Las soluciones de la deconvolución de Euler se localizan en los límites de las anomalías, y podrían estar asociadas a estructuras de diques, filones capa y fallas en el subsuelo.
- El análisis espectral radial del campo de anomalías magnéticas del VAM identifica los topes de las fuentes a profundidades someras con un máximo en 3.5 km bajo la elevación de vuelo (700 m debajo del nivel medio del mar).
- Estos valores son consistentes con las profundidades obtenidas de la deconvolución de Euler, comprendidas entre 500 y 2000 m respecto al nivel medio del mar.
- El mapa regional de anomalías magnéticas pone de manifiesto la superposición e influencia de las anomalías en ambos relevamientos y su relación con el patrón estructural de la zona.

CAPÍTULO VI

INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y SÍSMICOS

La complejidad geológica-estructural del área de estudio requiere que los datos gravimétricos y aeromagnéticos sean complementados con el análisis de otros datos geofísicos, tales como sísmica 2D y 3D e información geológica de perforaciones y superficie. De este modo, la integración de los mismos permite reducir la ambigüedad inherente a la interpretación de campos potenciales. Entre los datos adquiridos en la perforación de pozos, los registros de densidad, la velocidad (perfil sónico), rayos gamma, etc., proveen valores de los parámetros utilizados en el procesamiento e interpretación de la gravimetría y la sísmica. Sin bien la calidad del dato sísmico es pobre en la zona central del volcán, en las zonas circundantes del plateau (fuera de los límites del relevamiento aéreo del VAM) mejora la relación señal-ruido, lo que favorece la interpretación de las principales formaciones sedimentarias y los cuerpos ígneos intruidos en esta secuencia.

6.1. Anomalías gravimétricas del VAM

Las anomalías gravimétricas nos permiten estudiar y modelar las fuentes presentes en la corteza y manto superior, ya que son las que reflejan variaciones laterales de densidad. Esta contribución es una fracción pequeña de la gravedad observada, del orden de 0.01% de la aceleración de la gravedad en la superficie de la Tierra. Estas anomalías se obtienen a partir de los datos medidos mediante técnicas de reducción (Capítulo III), de las cuales la de aire libre y de Bouguer son las correcciones más importantes.

Los valores de gravedad correspondientes al relevamiento de alta resolución de 2001 llevado a cabo por Carson Aerogravity, fueron reducidos por *aire libre* y *Bouguer*. La base de datos entregada por ellos carece del valor de gravedad medido durante la adquisición. La figura 6.1 representa la grilla de anomalías de aire libre interpolada con el algoritmo de *mínima curvatura* con un tamaño de celda de 500 m. Este relevamiento (al igual que el aeromagnético) no es lo suficientemente extenso como para cubrir todo el plateau volcánico. Como indica Hinze et al., (2013) el diseño del relevamiento debe basarse en la máxima profundidad de las fuentes de interés y en la amplitud de las anomalías regionales en la zona, de modo de poder aislar los efectos locales de los más profundos que responden a anomalías

regionales. Estas últimas deben ser mapeadas mediante un relevamiento gravimétrico extendido más allá del área de interés. Una regla práctica común es que la extensión lateral del relevamiento gravimétrico debe ser como mínimo tres veces la profundidad máxima de las fuentes de interés, más allá de los límites del área de interés. Esto se debe a que la anomalía debida a una concentración de masa decrece hasta un 10% o menos de su máxima amplitud a esa distancia. Esta distancia debe ser considerada un mínimo.

Con el relevamiento de alta resolución gravimétrico, no es posible modelar los espesores de la secuencia sedimentaria los cuales serían sólo visibles con longitudes de onda larga a escala regional.

La anomalía de aire libre tiende a alcanzar valores altos en zonas donde el terreno es elevado, lo cual produce una correlación indeseada entre topografía y gravedad. Esto es evidente en las curvas del perfil de la figura 6.2, donde si bien la corrección de aire libre tuvo en cuenta la variación en elevación de las mediciones, no tuvo en cuenta la masa adicional representada por el edificio topográfico.

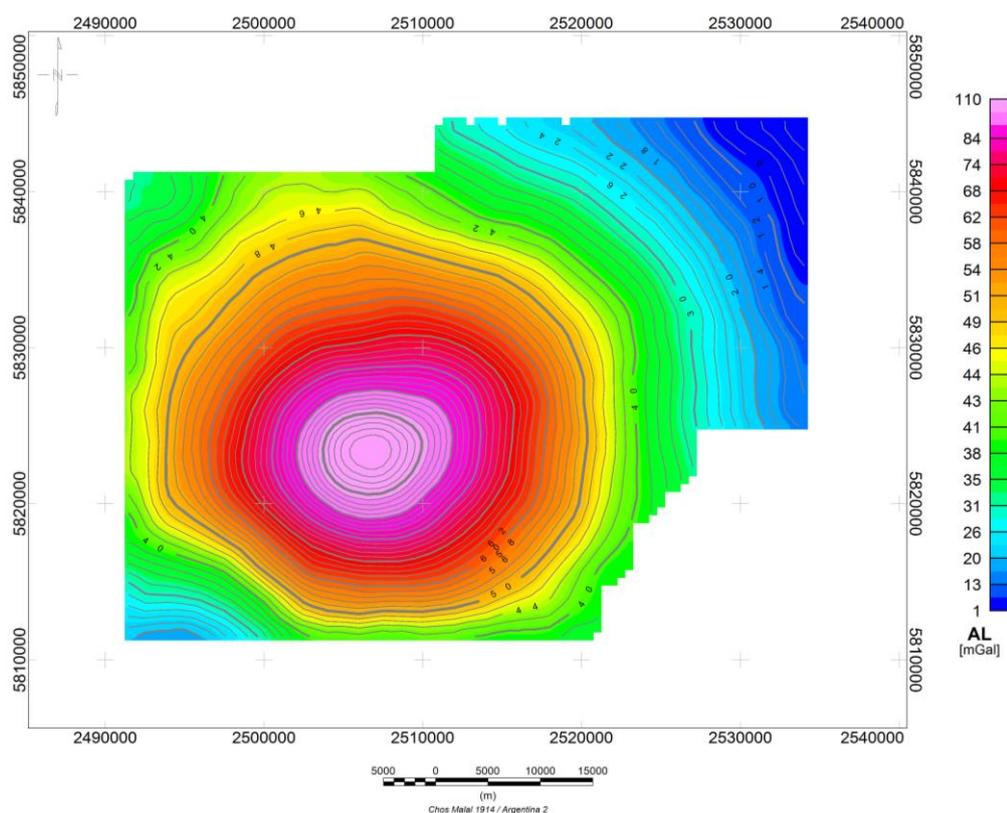


Figura 6.1. Mapa de anomalía de aire libre obtenido por Carson.

La anomalía de Bouguer de la base de datos de la empresa Carson Aerogravity (figura 6.3) difiere de la obtenida en este trabajo a partir de la anomalía de aire libre, como se verá en la siguiente sección. El hecho de no contar con los datos medidos, limita la posibilidad de corroborar cuál de ellas es la que describe mejor el efecto gravimétrico en el volcán. Suponiendo que la anomalía de aire libre está bien calculada, lo cual se puede sostener por la alta correlación con la topografía, la anomalía de Bouguer calculada en esta tesis es razonable. Por lo expuesto, no se ha utilizado la anomalía de Bouguer de Carson Aerogravity en el modelado.

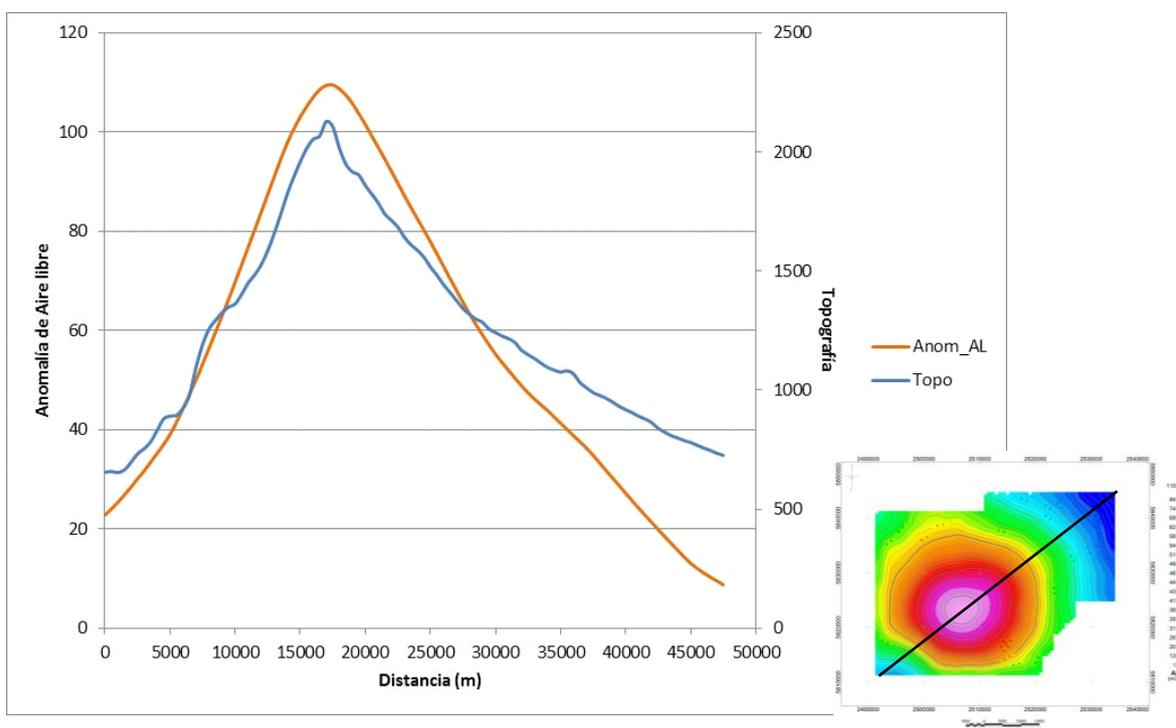


Figura 6.2. Curvas con valores de anomalía de aire libre (naranja) y topografía (celeste) sobre el perfil en línea negra NO-SE graficado sobre el mapa de anomalía.

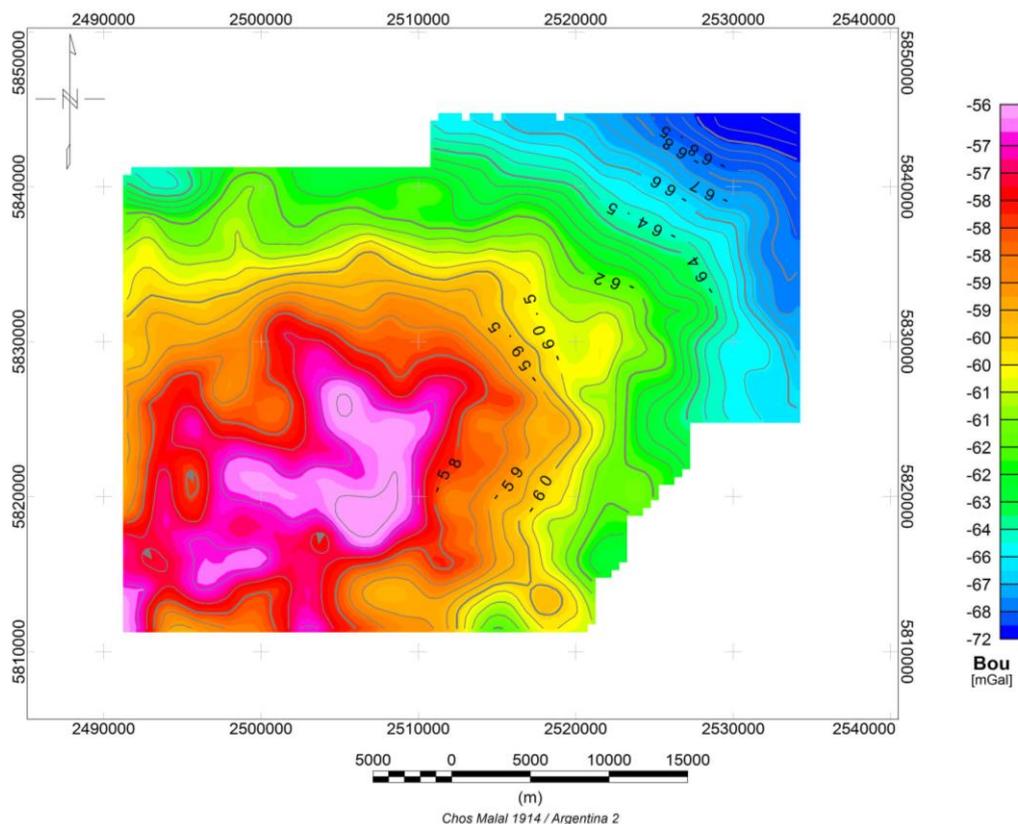


Figura 6.3. Anomalía de Bouguer obtenida por la empresa Carson Aerogravity con una densidad de 2.43 g/cm^3 .

6.1.1 Determinación del valor de densidad topográfica

La anomalía de Bouguer simple (figura 6.4) tiene en cuenta la densidad de una placa entre la estación de medida y el geode de referencia. La elección de la densidad en el proceso de reducción es un paso importante. La densidad de corrección se tomó del valor promedio de los registros de densidad obtenidos en 73 pozos de la cubierta sedimentaria. Estos datos son confiables pues provienen de mediciones puntuales. La tabla 6.1 contiene los valores de densidad para cada pozo, donde el valor mostrado es un promedio sobre la columna atravesada.

Un procedimiento muy utilizado para la obtención del valor de densidad es el descrito por Nettleton en 1939. Se seleccionaron tres perfiles sobre la anomalía simple de Bouguer y se graficaron los valores de la anomalía calculada con los distintos valores de densidad pero no se encontró una inversión en estas curvas. Ello se traduce en que no existe curva que tenga una correlación mínima con la topografía. Esto se debe a que las condiciones para la aplicación de esta metodología no se cumplen en el área de estudio, motivo por el cual se descartaron las soluciones obtenidas y se adoptaron los valores de pozos.

La anomalía de Bouguer simple (ABS) se calculó con una densidad de corrección de

2.43 g/cm³ (figura 6.4). Esta reducción se realizó a partir de la anomalía de aire libre calculada por Carson Aerogravity; y la anomalía de Bouguer completa (ABC) se obtuvo mediante la adición de la corrección topográfica (figura 6.5) con la misma densidad.

La determinación de la corrección topográfica de cada estación de gravedad se realizó con el algoritmo de Geosoft™ que utiliza una combinación del método descrito por Nagy (1966) para la zona cercana e intermedia; y en la zona alejada, el descrito por Kane (1962). Para ello se utilizó un modelo digital de elevaciones de alta resolución (90 m de espaciamiento de grilla). Se calcula la g_t en cada punto a partir del efecto gravimétrico de prismas según la expresión de Nagy, 1966. Contrariamente a lo que se espera en general para relevamientos terrestres, corrección topográfica positiva, en relevamientos aéreos barométricos pueden resultar también valores negativos. Esto se debe a que hay zonas donde la diferencia entre la topografía y altura de las estaciones es muy grande (laderas del volcán) y en otras menor (cumbre del volcán). Según Fairhead (2016), las mediciones aéreas son similares a las marinas pero a altura variable sobre el nivel del mar, por lo cual la corrección topográfica puede ser positiva o negativa.

La tabla 6.2 muestra los rangos de las anomalías calculadas.

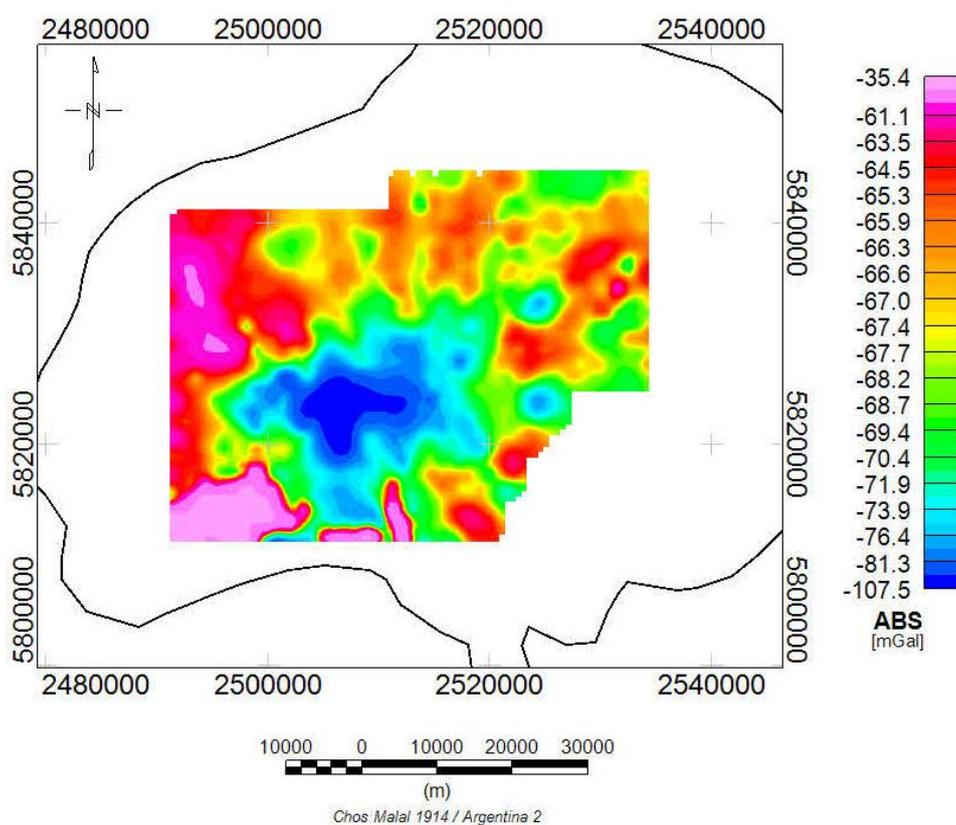


Figura 6.4. Anomalía de Bouguer simple calculada con una densidad de 2.43 g/cm³.

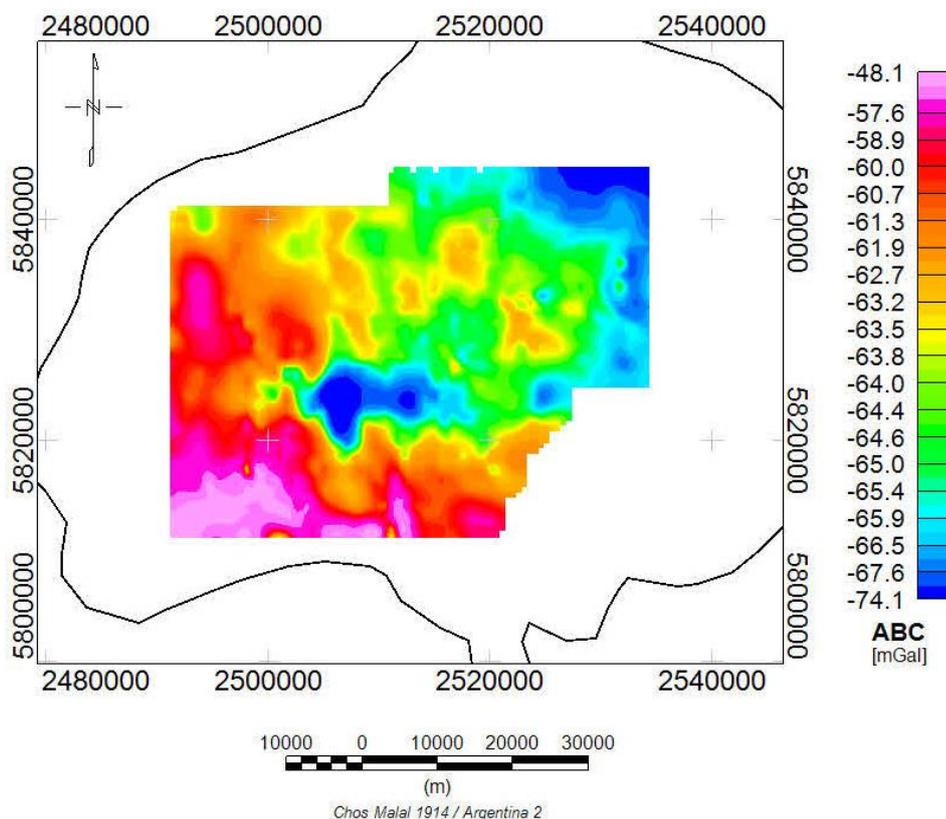


Figura 6.5. Anomalía de Bouguer completa (con corrección topográfica) calculada con una densidad de 2.43 g/cm^3 .

La anomalía de Bouguer total del área estudiada (figura 6.5), presenta valores en su totalidad negativos con un mínimo en la zona del cráter, con longitud de onda que alcanza los 14 km. Este mínimo está asociado a rocas ígneas de menor densidad que los basaltos y rocas sedimentarias y a la presencia de gran cantidad de fracturas y fallas de las rocas en el sector del cráter central. Existe una clara correspondencia con los rasgos topográficos, lo que hace suponer que el campo de anomalías responde a fuentes superficiales.

Se observa además un gradiente negativo SO-NE de alrededor de 15 mGal en 40 km aproximadamente.

Tabla 6.1. Valores de densidad promedio para cada pozo obtenidos de los perfiles expresado en g/cm³.

Pozo	X	Y	Z	Z(+)abajo	den_prom
CoBy.x-1ST	2508109.93	5823964.71	-732.51	732.51	2.486
EV.x-1	2505557.00	5832517.00	-1781.15	1781.15	2.436
EV.x-2	2509144.00	5833918.00	-1167.46	1167.46	2.390
LaMa-3	2507555.52	5821658.32	-778.25	778.25	2.411
LaMa.x-1	2509276.00	5820330.00	-887.84	887.84	2.383
LaMa.x-2	2507893.00	5821422.00	-799.22	799.22	2.429
LAn.x-1	2510960.00	5818340.00	-1801.95	1801.95	2.352
LRb.x-1	2500719.00	5824552.00	-969.16	969.16	2.397
RiAl-3	2505427.69	5821929.02	-745.2	745.2	2.449
RiAl-7	2505666.73	5821814.55	-786.68	786.68	2.486
RiAl.a-4	2506075.97	5821467.47	-790.27	790.27	2.423
RiAl.x-1	2505304.13	5821396.41	-826.48	826.48	2.419
RiAlN.a-5	2505589.98	5824649.34	-771.62	771.62	2.466
RiAlN.x-1	2507472.44	5823270.09	-727.78	727.78	2.459
RiAlN.x-2	2506024.27	5825514.42	-783.06	783.06	2.454
RiAlN.x-2ST	2507023.75	5826091.87	-784.17	784.17	2.415
VAM-13	2507065.25	5828351.96	-883.24	883.24	2.380
VAM-14	2509346.63	5825909.42	-821.69	821.69	2.444
VAM-15	2508761.11	5826062.34	-824.17	824.17	2.413
VAM-16	2509576.97	5826232.87	-837.36	837.36	2.408
VAM-18	2508917.52	5826651.06	-839.65	839.65	2.398
VAM-19	2508338.61	5826785.30	-859.65	859.65	2.398
VAM-20	2508052.17	5826441.67	-779.71	779.71	2.441
VAM-21(I)	2508611.79	5826447.81	-837.01	837.01	2.409
VAM-22	2508201.97	5828186.52	-874.41	874.41	2.392
VAM-25	2508359.01	5828508.91	-877.11	877.11	2.392
VAM-26	2508547.92	5827682.73	-883.41	883.41	2.412
VAM-27	2508022.62	5827149.43	-859.54	859.54	2.363
VAM-28ST	2508057.81	5825613.93	-755.11	755.11	2.452
VAM-30	2509439.81	5825506.26	-817.58	817.58	2.421
VAM-31	2508294.32	5825979.57	-332.05	332.05	2.404
VAM-32	2508361.58	5829230.12	-870.7	870.7	2.351
VAM-34	2507919.90	5829104.38	-873.58	873.58	2.374
VAM-38	2507666.32	5827686.92	-870.08	870.08	2.380

Tabla 6.1. Continuación. Valores de densidad promedio para cada pozo obtenidos de los perfiles expresado en g/cm³.

Pozo	X	Y	Z	Z(+)abajo	den_prom
VAM-39	2507272.56	5827574.59	-872.2	872.2	2.412
VAM-40	2507759.01	5828081.11	-883.59	883.59	2.396
VAM-42	2508184.36	5827745.23	-873.38	873.38	2.432
VAM-45	2507869.11	5828623.23	-876.71	876.71	2.384
VAM-46	2508942.28	5825836.42	-815.66	815.66	2.405
VAM-50	2508007.17	5829472.21	-878.87	878.87	2.401
VAM-52	2507370.07	5826756.10	-793.79	793.79	2.416
VAM-55	2508612.54	5825280.30	-748.06	748.06	2.435
VAM-57	2507408.36	5825921.84	-333.49	333.49	2.479
VAM-58	2507596.75	5826784.15	-356.86	356.86	2.400
VAM-59	2507159.52	5825566.46	-758.59	758.59	2.449
VAM-63ST	2508376.98	5828813.57	-873.1	873.1	2.391
VAM-65	2507848.94	5825909.54	-761.36	761.36	2.452
VAM-66	2508117.82	5826210.04	-341.88	341.88	2.411
VAM-67	2506791.40	5826498.06	-799.02	799.02	2.426
VAM-69	2506698.68	5825328.47	-764.56	764.56	2.435
VAM-7	2507353.00	5828242.00	-880.96	880.96	2.425
VAM-70	2507664.21	5825286.60	-736.46	736.46	2.429
VAM-73	2506500.25	5825045.63	-741.77	741.77	2.441
VAM-8	2507599.44	5827294.03	-822.39	822.39	2.356
VAM-80	2507637.37	5826256.45	-775.55	775.55	2.430
VAM.a-10	2508587.63	5828075.57	-882.13	882.13	2.392
VAM.a-11(l)	2509144.00	5826273.00	-830.55	830.55	2.397
VAM.a-12	2507868.49	5830598.88	-889.35	889.35	2.363
VAM.a-17	2507677.35	5825614.13	-756.76	756.76	2.421
VAM.a-23ST2	2509524.52	5824902.18	-816.18	816.18	2.433
VAM.a-24	2510513.60	5825616.45	-857.73	857.73	2.384
VAM.a-29	2508170.04	5829725.13	-877.98	877.98	2.370
VAM.a-33	2509226.04	5829354.03	-904.62	904.62	2.396
VAM.a-33ST	2508801.52	5829480.43	-892.98	892.98	2.395
VAM.a-36	2505696.22	5828031.75	-897.38	897.38	2.413
VAM.a-4	2507388.14	5827875.47	-875.81	875.81	2.383
VAM.a-47	2506728.13	5825722.05	-786.33	786.33	2.467
VAM.a-6	2507204.60	5829628.22	-846.31	846.31	2.370
VAM.a-6ST	2507079.47	5829649.20	-882.82	882.82	2.355
VAM.e-5	2508570.89	5827045.08	-870.39	870.39	2.369
VAM.e-9	2511110.00	5824528.00	-898.95	898.95	2.414
VAM.x-1	2505664.99	5827112.95	-1348.61	1348.61	2.410
VAM.x-2ST	2510198.00	5828105.00	-1069.98	1069.98	2.389

Tabla 6.2. Rangos de valores de las distintas anomalías expresados en [mGal].

Anomalía	Mínimo	Máximo	Media
Aire libre	0.5	110.5	56.07
Bouguer simple	-110.1	-38.23	-70.23
Bouguer completa	-75.3	-49.7	-63.1

6.1.2 Espectro de potencia radial promediado

Para hacer un análisis espectral hay que tener en cuenta que el campo de anomalías resulta en muchos casos de la superposición de los efectos producidos por fuentes situadas a distintas profundidades con longitudes de onda similares. En tales casos, el análisis espectral no es capaz de discriminar el efecto de cada una de las fuentes.

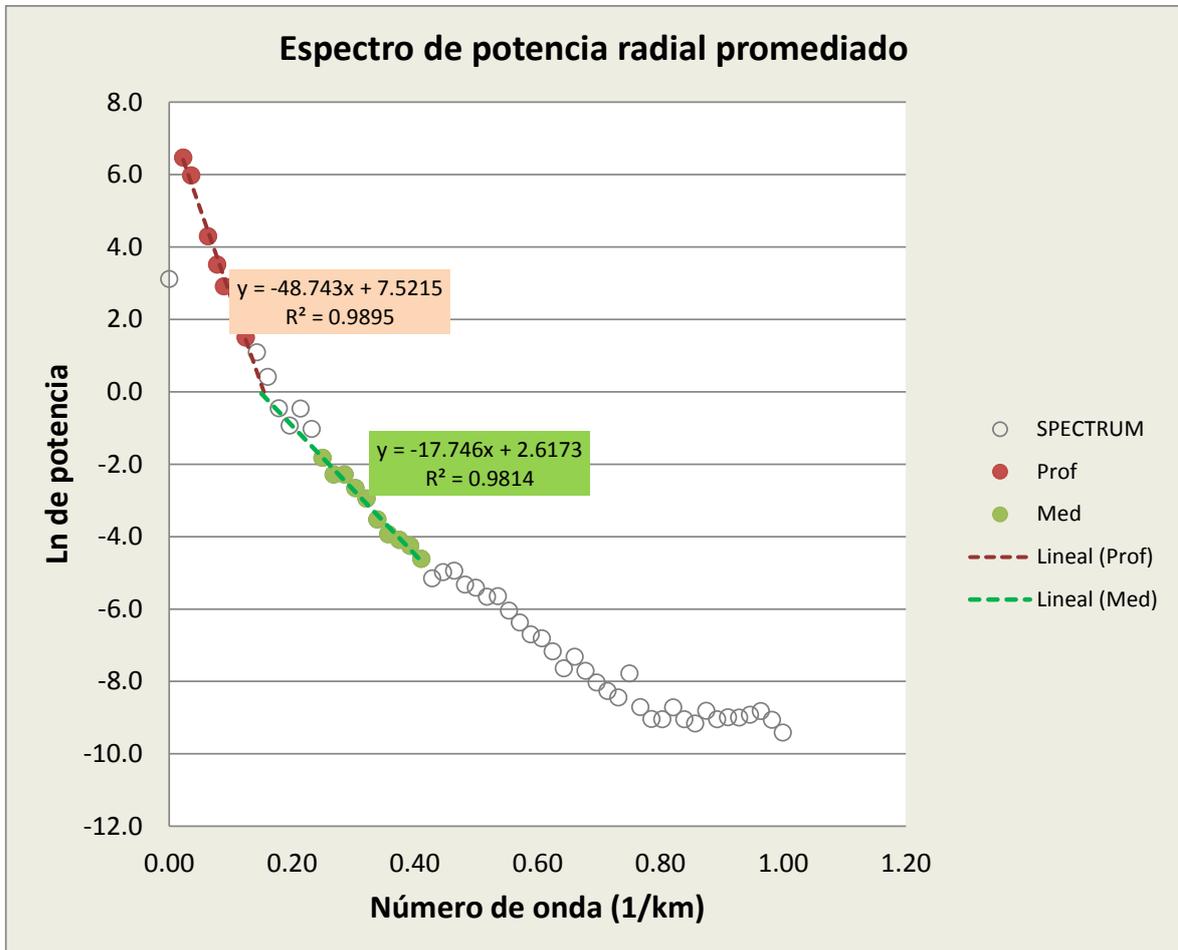
A efectos de evaluar las profundidades medias de los cuerpos fuentes de la anomalía gravimétrica dentro del edificio volcánico, se calculó el espectro de energía radialmente promediado de la grilla de la anomalía de Bouguer completa (Maus & Dimri, 1996). Este espectro contiene información sobre la profundidad promedio de un conjunto de fuentes de una determinada frecuencia espacial, lo que además puede ser usado para separar el ruido existente en la señal a filtrar. La profundidad de los cuerpos se determina por medio del ajuste de rectas que aproximan tramos de la curva del logaritmo del espectro de potencia. Si el número de onda está expresado en unidades de ciclos por unidad de longitud, entonces la profundidad viene dada por $\bar{d} = m/4\pi$ (sección 5.3.5.2, Capítulo V).

A partir del contenido espectral del campo de anomalías (figura 6.6), es posible seleccionar el rango de longitudes de onda o frecuencias de interés de las anomalías que se desean aislar. Esta información permite elegir en forma adecuada el número de onda de corte k_c o longitud de onda del filtro a utilizar. Se han distinguido dos grupos de profundidades bien definidas. Uno correspondiente a cuerpos más profundos, cuyo número de onda de corte es 0.16 km^{-1} ; y el otro a profundidades someras con un k_c de 0.41 km^{-1} . A partir del valor de k_c de 0.65 km^{-1} se considera ruido en los datos. El primer tramo fue construido con 7 puntos y el segundo con 10. Estos dos tramos se han ajustado con una recta mediante mínimos cuadrados. El error del ajuste de la pendiente viene dado por la siguiente expresión (6.1):

$$\varepsilon = \frac{m \sqrt{\frac{1 - R^2}{n}}}{4\pi} \quad (6.1)$$

donde m es la pendiente de la recta, R el coeficiente de correlación y n el número de puntos en la recta.

Reemplazando los valores obtenidos en la recta de ajuste para las fuentes más profundas, el error de ajuste resulta en 0.15.



Pendiente	Prof. Estimada (km)	Rango nro de onda
-48.743	3.879	0.023 - 0.16
-17.746	1.412	0.19 - 0.41

Figura 6.6. Profundidad de las fuentes gravimétricas estimada a partir del espectro de energía logarítmico promediado radialmente del mapa de anomalías de Bouguer completa. El espectro corresponde a grupos de cuerpos con la misma profundidad media.

6.1.3 Filtrado del campo de anomalías gravimétricas

Como se mencionó en el Capítulo V, el tamaño de celda de la grilla del campo de anomalías y las dimensiones del área, determinan el mínimo y máximo números de onda (k_{min} , k_{max}) de las anomalías registradas así como también la profundidad máxima de

investigación. Por lo cual, las anomalías gravimétricas estarán caracterizadas por números de onda comprendidos entre $2.8 \cdot 10^{-2} \text{ km}^{-1}$ y 1 km^{-1} . Utilizando el concepto de longitud de onda de Nyquist, todas las longitudes de onda por debajo de los 1000 m no podrán detectarse (sección 5.2, Capítulo V).

Un objetivo del filtrado de longitudes de onda es enfocar la atención en anomalías derivadas de un intervalo de profundidades específico. Si bien la profundidad es un factor determinante del espectro de una anomalía, se hace imposible alcanzar ese objetivo debido al ancho del espectro de anomalías y al efecto de la geometría y tamaño de fuentes sobre el mismo. Según Hinze (2013), las dimensiones del mapa con el que se está trabajando debería ser al menos seis veces la profundidad de la fuente de interés, o sea $Z_c \approx \lambda/6$, donde λ es la longitud de onda límite o crítica de una fuente cuya profundidad es Z_c . Esta regla supone que las fuentes residuales son masas concentradas, suposición que es válida sólo en algunas investigaciones. Se basa en el hecho de que la longitud de onda de la anomalía debida a una fuente concentrada y aislada es aproximadamente igual a $8 X_{1/2}$, donde $X_{1/2}$ es la distancia en una dada dirección que separa puntos donde la anomalía en cuestión tiene la mitad de su amplitud máxima. La profundidad máxima al centro de una masa concentrada es $Z_c = 1.3 X_{1/2}$. Por lo tanto $Z_c = 1.3 (\lambda/8) \approx \lambda/6$. En el caso de este estudio para localizar fuentes profundas a 30 km por ejemplo, se debería contar con un mapa de 180 x 180 km aproximadamente.

Al igual que en el caso magnético, la *longitud de onda aparente* de una anomalía gravimétrica, viene dada por su extensión longitudinal sobre el mapa la cual está relacionada con la profundidad del cuerpo que la genera. De este modo, cuerpos profundos darán como respuesta anomalías de longitudes de onda grandes con gradientes suaves, mientras que cuerpos someros y pequeños producen anomalías de onda corta.

El campo de anomalías de Bouguer completa (figura 6.5) contiene información proveniente de estructuras geológicas profundas (*campo regional*), generalmente el basamento; y someras (*campo residual o local*) debido a estratos geológicos con mayor o menor densidad que las rocas circundantes. La separación de estos efectos es indispensable para la interpretación de los mismos, ya que la componente regional podría enmascarar las respuestas producidas por las fuentes superficiales. Si bien la definición de componente regional y residual nunca podrá ser totalmente objetiva, la separación de ambos efectos dependerá del objetivo de la interpretación, de la experiencia del intérprete, de la calidad de los datos y del conocimiento de la geología. El proceso de separación de campos puede llevarse a cabo mediante métodos gráficos y analíticos. Los segundos son los más utilizados, y entre ellos podemos mencionar el de *regresión y ajuste de superficies polinómicas*, conocidas también como *superficie de tendencia; prolongación o continuación analítica de campos, filtrado* por medio de la transformada de Fourier, entre otros. El procedimiento de separación de señales se realiza en forma simple en el dominio de la frecuencia mediante la transformada de Fourier 2D sobre la grilla de anomalía. El teorema de Parseval garantiza que la información contenida en el dominio espacial y en el dominio de la frecuencia, son iguales por lo que no hay pérdida de información al cambiar de dominio (Blakely 1995).

El método de superficie de tendencia, supone que la componente regional de ABC se

puede representar por una superficie suave que corresponde a un polinomio de bajo grado en las coordenadas de posición horizontal x e y . Esta superficie será la que mejor se ajuste a los puntos de datos distribuidos en el espacio, usando el método de mínimos cuadrados, es decir que hace mínima la suma de cuadrados de la diferencia entre la anomalía y la superficie polinómica. La anomalía residual se evalúa punto a punto, sustrayendo a la ABC la componente regional. Cuanto más alto el grado del polinomio, mejor ajustará los puntos observados pero la componente regional puede carecer de sentido geológico. El grado del polinomio es un parámetro crítico en este método y es importante el juicio del intérprete para la selección del mismo, el cual debería ser el menor posible que represente la mayor parte de la tendencia regional. La curva ajustada debe pasar por el valor medio de los valores de gravedad, de modo que las anomalías residuales se distribuyan igualmente entre valores positivos y negativos (Lowrie, 2007).

Para la obtención de la anomalía residual, se sustrajeron dos superficies de tendencia regional, de grados 1 y 3 (figura 6.7) sobre todos los puntos de la anomalía de Bouguer completa. Sobre el perfil orientado SO-NE que pasa por el mínimo gravimétrico (figura 6.8) se graficaron la ABC y sus componentes regionales y residuales (figuras 6.9 y 6.10) obtenidas a partir de las superficies de tendencia de la figura 6.7.

La transformación de un plano a otro o continuación analítica fue discutida en la sección 5.3.2 del Capítulo V. El proceso de filtrado para realizar la continuación ascendente incluye la preparación de la grilla original en el dominio espacial, es decir, se expande la grilla hasta un cuadrado con dimensiones aceptables para la FFT. Una vez aplicado el filtro en el dominio de las frecuencias, se llevan los datos procesados al tamaño y forma original de la grilla.

La prolongación hacia arriba se realizó en el mapa de anomalías de Bouguer completa considerando varias alturas. La figura 6.10 a y c muestra el resultado de la continuación ascendente a 10 y 20 km, respectivamente. La componente residual de la anomalía se obtuvo calculando la diferencia entre la grilla de anomalía de Bouguer completa y la anomalía regional obtenida de la prolongación. En la figura 6.12 se representan la ABC y las componentes regionales y residuales obtenidas de la continuación ascendente a lo largo del perfil de la figura 6.8.

Otro de los métodos utilizados para realizar la separación de componentes es mediante filtrado por número de onda y uno de los más usados en métodos potenciales es el de Butterworth, dado por la ecuación (6.2):

$$L(k) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_0}\right)^n\right]} \quad (6.2)$$

donde k_0 es el número de onda central del filtro y n el grado de la función filtro.

El número de onda de corte usado es de 0.09 km^{-1} (longitud de onda de 11 km) el cual

se eligió a partir de los resultados obtenidos del espectro radial promediado de la figura 6.6 y $n=8$ el grado de la función del filtro aplicado. De esta forma se obtuvo la componente regional de la anomalía completa de Bouguer (figura 6.13).

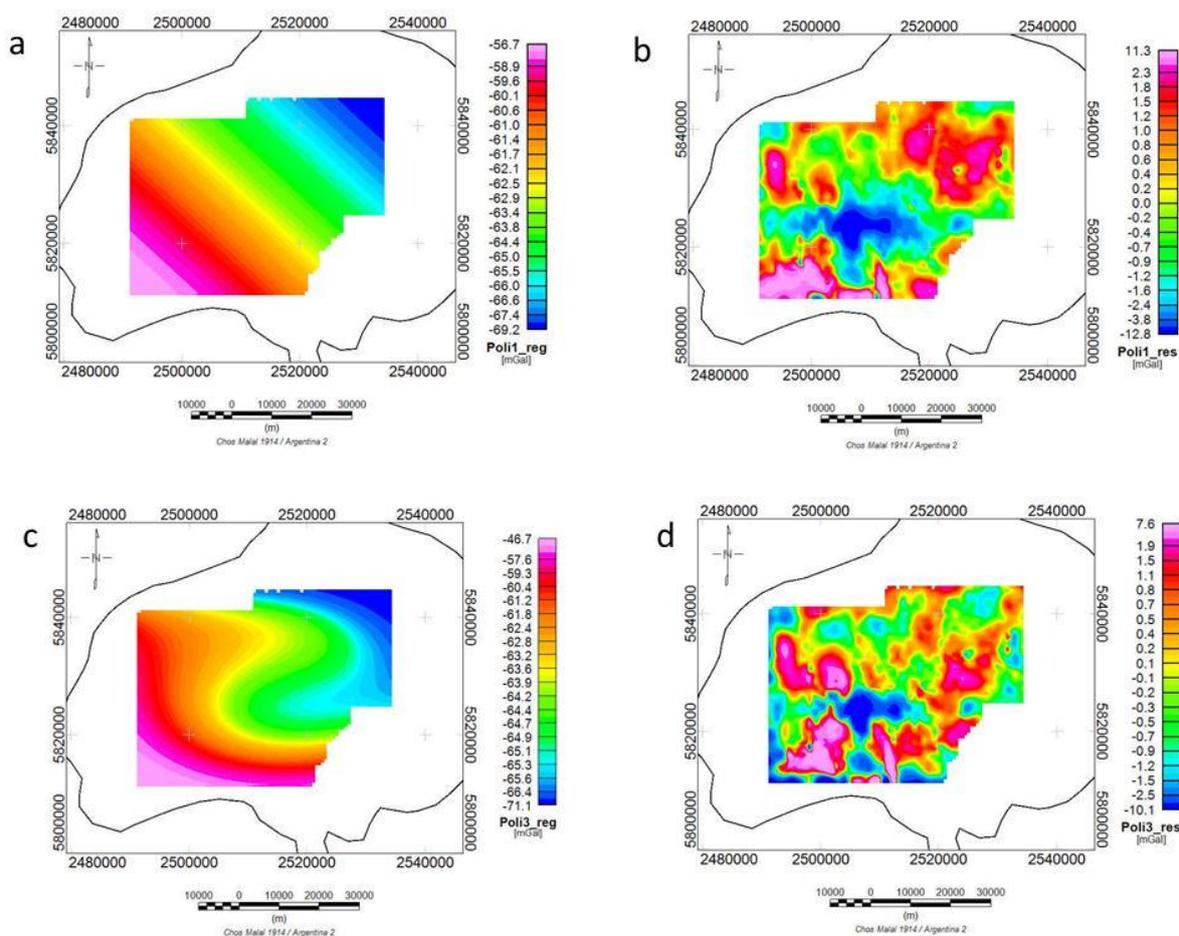


Figura 6.7. a y c) Anomalía regional con ajuste polinómico de grado 1 y 3, respectivamente. b y d) Anomalía residual resultado de la remoción de la anomalía regional en a) y c) respectivamente, a la anomalía de Bouguer completa.

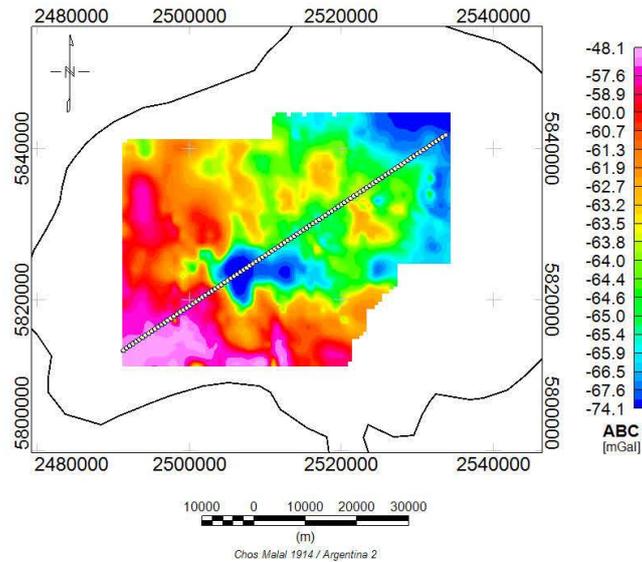


Figura 6.8. Perfil SO-NE sobre el cual se grafica la respuesta de la ABC y sus componentes regionales y residuales (figuras 6.9, 6.10 y 6.12) obtenidas con los métodos mencionados en el texto.

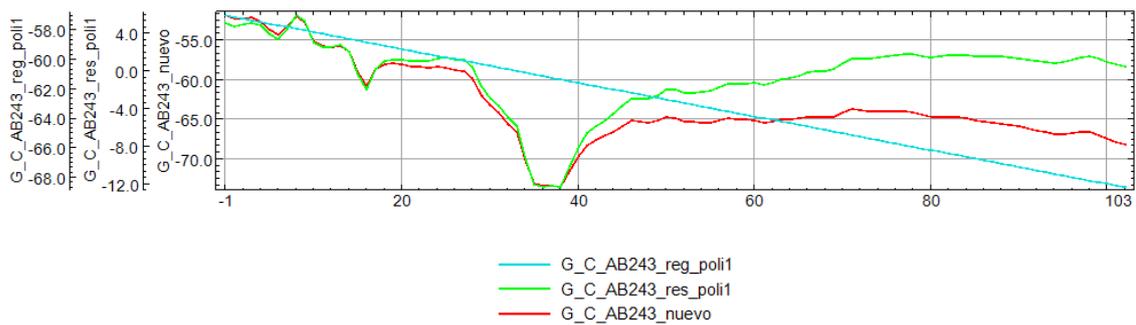


Figura 6.9. Anomalía de Bouguer ABC, junto a las componentes residual y regional resultado de aplicar una remoción de tendencia lineal sobre el perfil indicado en el mapa. Curva roja: ABC, verde: componente residual y celeste: componente regional.

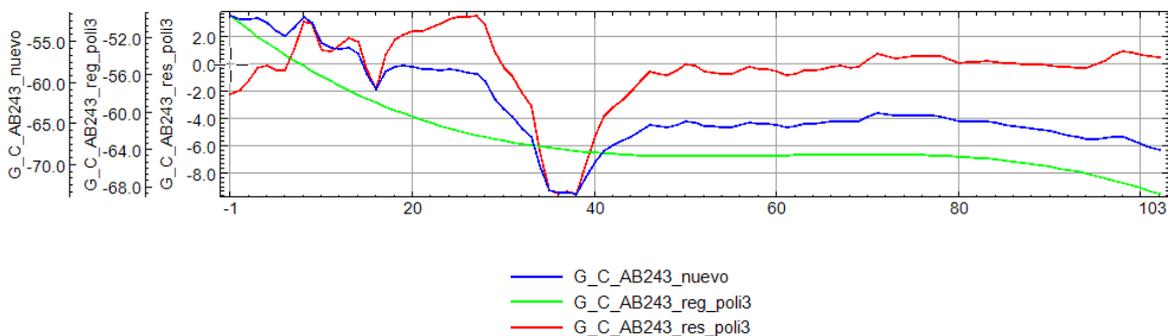


Figura 6.10. Anomalía de Bouguer ABC, junto a las componentes residual y regional resultado de aplicar una remoción de tendencia de polinomio de grado 3 sobre el perfil indicado en el mapa. Curva azul: ABC, roja: componente residual y verde: componente regional.

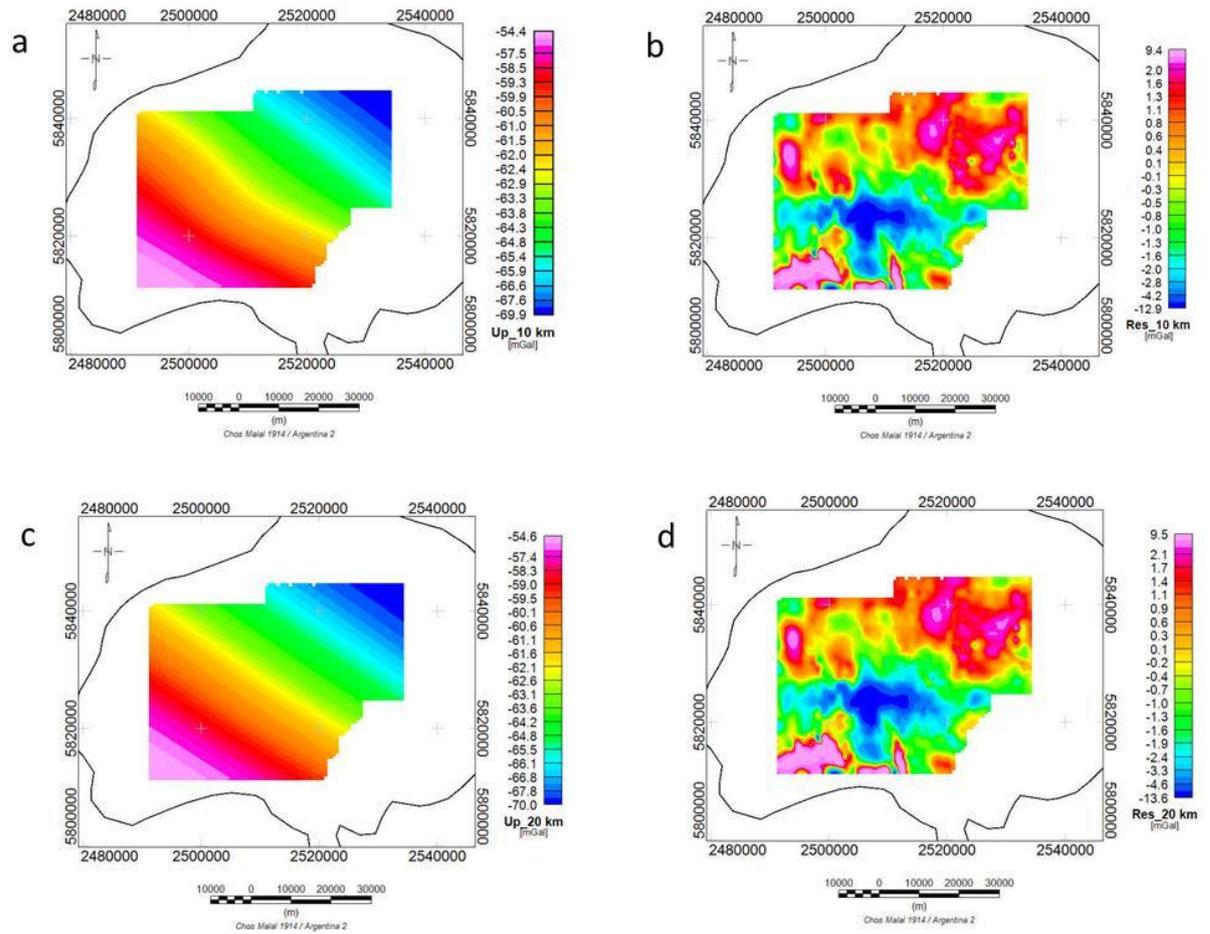


Figura 6.11. a y c) Componente regional resultado de la prolongación ascendente de la anomalía de Bouguer completa a 10 y 20 km, respectivamente. b y d) Anomalía residual de Bouguer resultado de la diferencia entre la anomalía de Bouguer completa y la componente regional a 10 y 20 km, respectivamente.

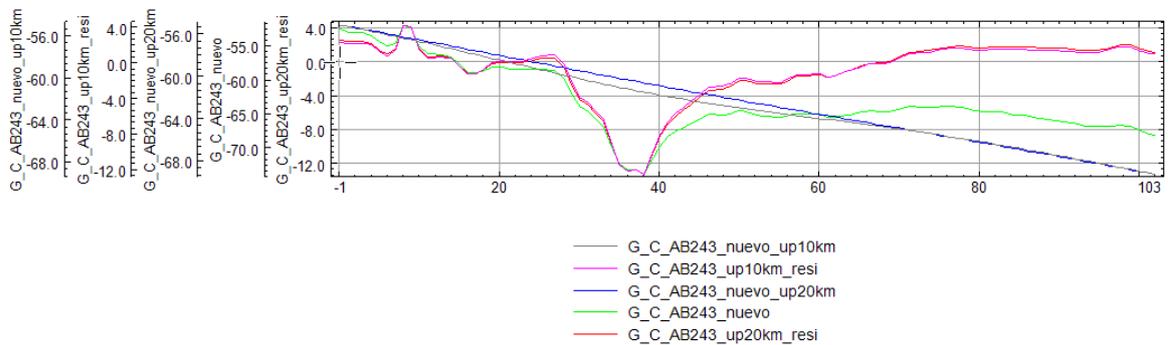


Figura 6.12. Anomalía de Bouguer ABC, junto a las componentes residual y regional resultado de la continuación ascendente a 10 y 20 km. Curva verde: ABC, gris y azul: continuación ascendente a 10 y 20 km, respectivamente, rosa y roja: componente residual resultado de la continuación a 10 y 20 km, respectivamente.

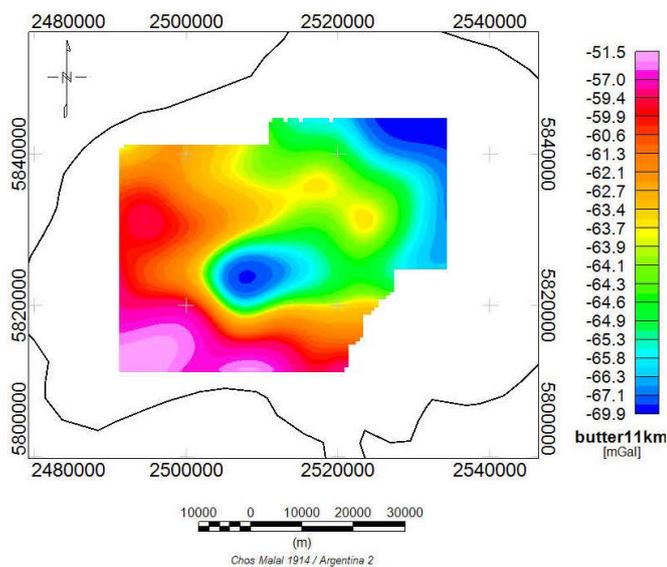
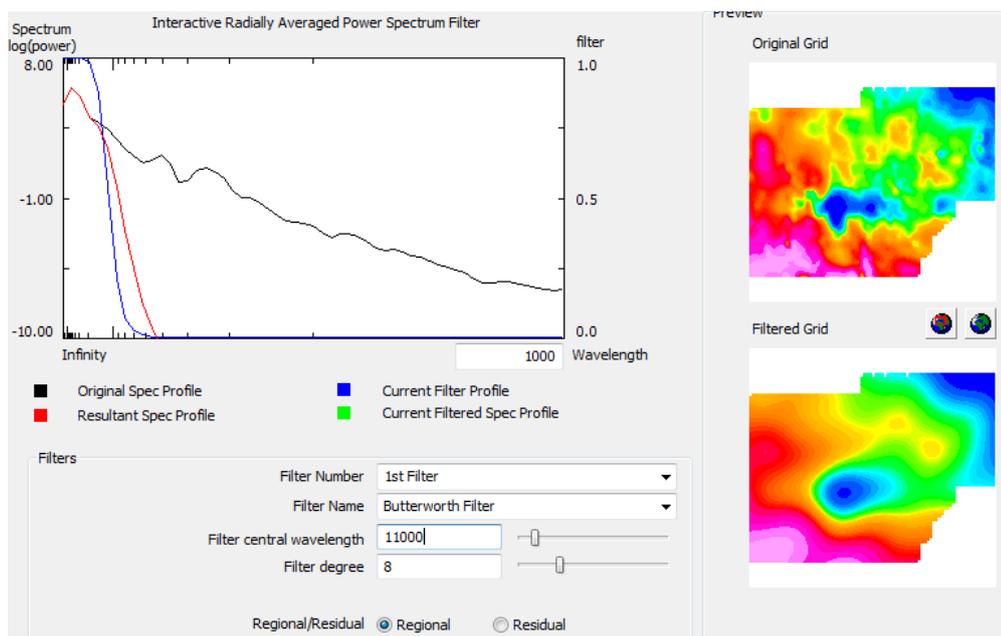


Figura 6.13. Filtro de Butterworth aplicado a los datos de anomalía de Bouguer completa. Se usó un número de onda de corte de 0.09 km^{-1} , o sea una longitud de onda de 11 km para obtener la componente regional.

En todos los métodos de separación utilizados, la amplitud de la componente regional está comprendida entre -70 y -55 mgals y la componente residual entre -13 y 9 mGal aproximadamente. La componente regional obtenida con un polinomio de primer orden (figura 6.7 a) y el resultado de la continuación ascendente (figuras 6.11 a y c) muestra que el patrón general es el mismo que el de la anomalía de Bouguer completa, cuya tendencia es SO-NE. Cualquiera sea el método utilizado en la separación, la componente residual siempre presenta el mismo comportamiento. Esto confirma que la componente principal de la respuesta medida proviene de los primeros kilómetros del paquete sedimentario y el residuo se debe a las frecuencias más altas de los cuerpos de escala más pequeña.

6.2 Datos gravimétricos terrestres regionales

Los datos gravimétricos terrestres cubren gran parte de la cuenca Neuquina. Estos levantamientos fueron adquiridos por YPF S. A. con objetivos exploratorios petroleros, en los que se midieron alrededor de 31.000 estaciones.

Todas las grillas se realizaron con el método de *mínima curvatura* con un espaciamiento de 2500 m. En el cráter central del volcán no hay cobertura de datos, por lo cual la grilla en esa parte genera una interpolación incorrecta, como el círculo azul en la figura 6.14.

En el sector este y sur del mapa de gravedad, la distribución de los datos tiene un diseño regular (figura 6.14). Estos puntos parecieran ser el producto de la digitalización de mapas en lugar de la posición real de los datos medidos. Además, por la época de registración (antes de la década del 80) no pueden ser datos provenientes de relevamientos aéreos. Este hecho motiva a utilizar estos datos de forma descriptiva para enmarcar el volcán Auca Mahuida en un contexto regional.

La figura 6.15 representa la anomalía de aire libre. Tres máximos importantes aparecen en dirección NO-SE coincidentes con altos de topografía.

La anomalía de Bouguer se calculó con la densidad característica típica del relleno sedimentario en la cuenca (2.67 g/cm^3). No se tomó la de 2.43 g/cm^3 porque representa sólo una parte pequeña de todos los datos regionales. En este caso como se cuenta con los valores de gravedad observada (figura 6.14) la anomalía de Bouguer simple y con corrección topográfica (figuras 6.16 y 6.17, respectivamente) se obtuvieron a partir de estos datos. La grilla de ABC tiene una extensión menor debido al tamaño del modelo digital del terreno utilizado.

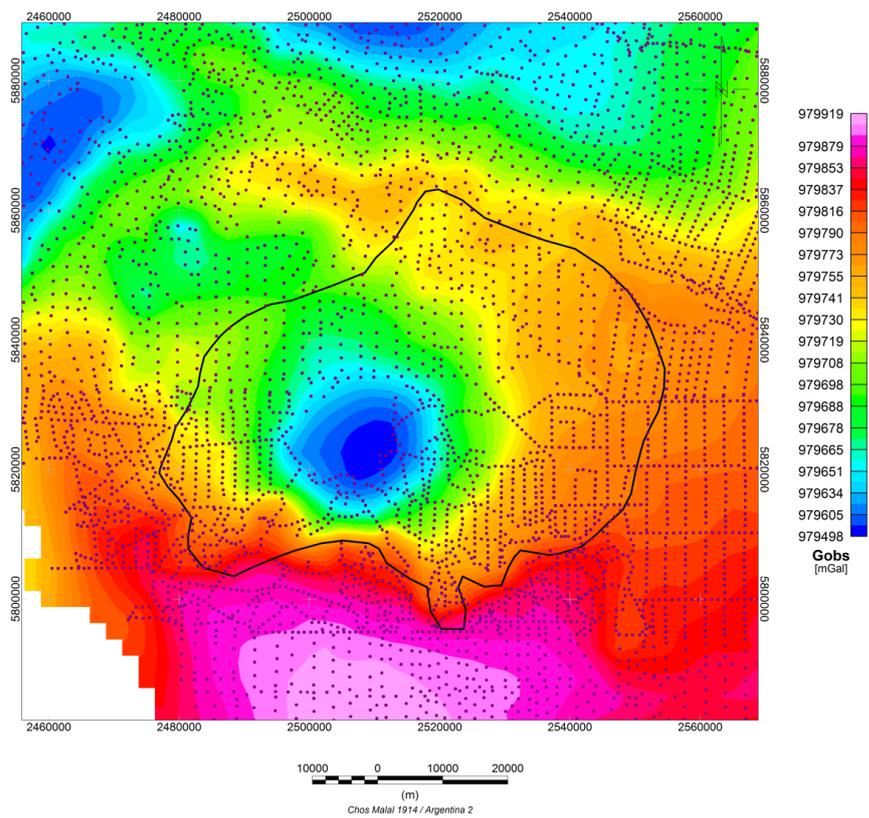


Figura 6.14. Gravedad observada. Los puntos en color morado corresponden a los datos de gravedad terrestres medidos en la cuenca Neuquina.

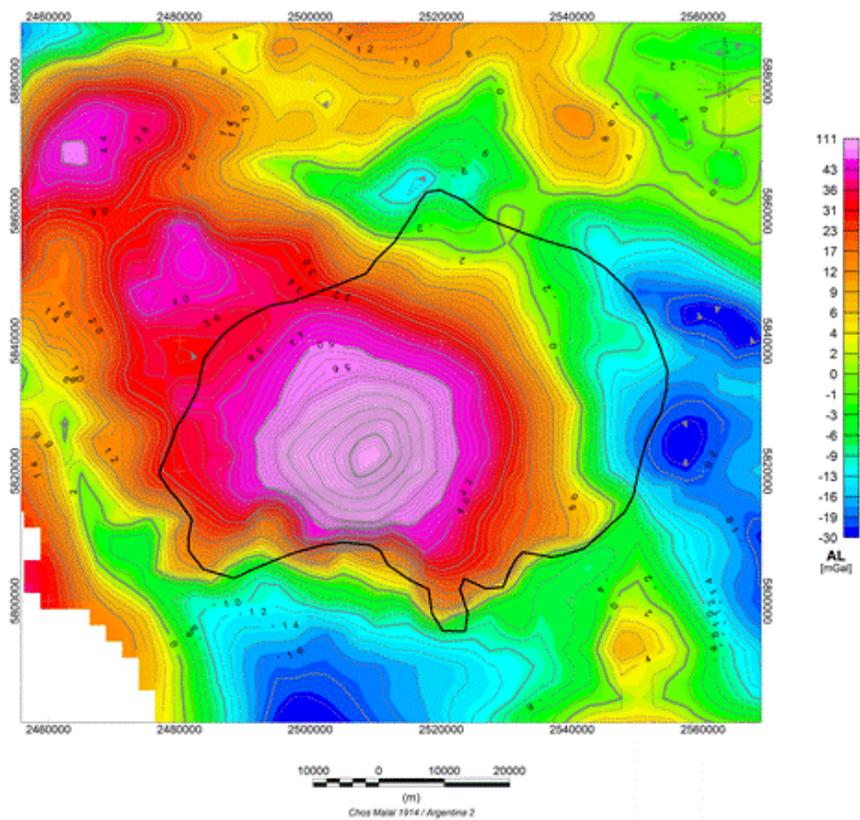


Figura 6.15. Anomalia de aire libre de los datos regionales terrestres.

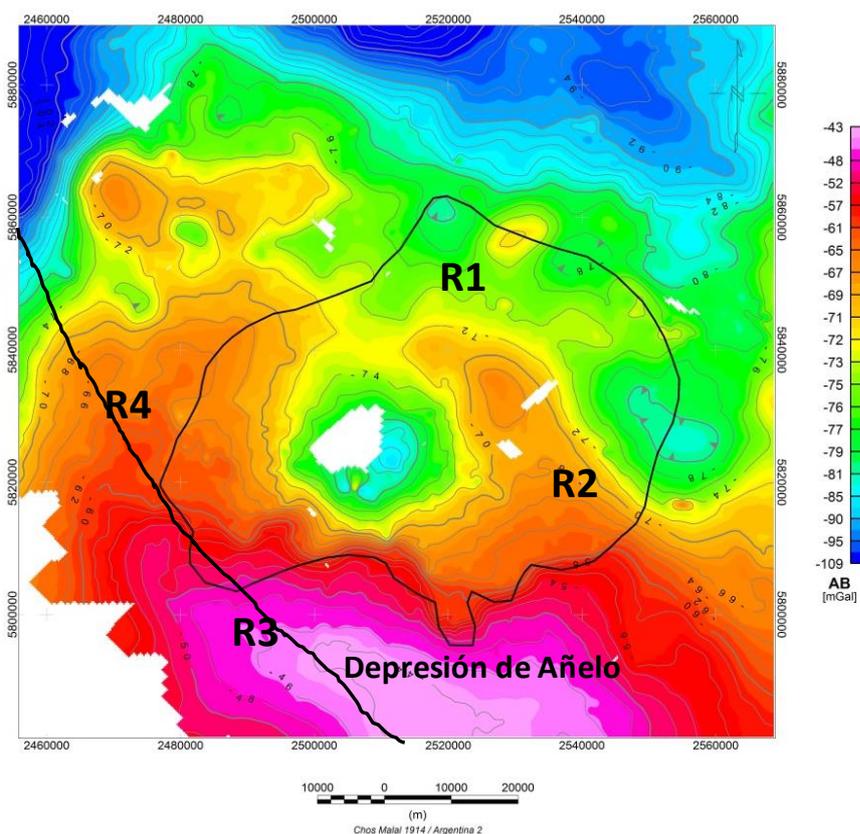


Figura 6.16. Anomalía de Bouguer simple de los datos regionales terrestres obtenida con una densidad de reducción de 2.67 g/cm^3 . El VAM está ubicado entre un mínimo (norte) y máximo (sur) relativo. R1, R2, R3 y R4 representan las anomalías magnéticas identificadas en la figura 5.11.

Los rangos de valores de la anomalía de Bouguer de ambos relevamientos en la zona de estudio, aerogravimetría del VAM y regional de la cuenca Neuquina son consistentes. El mínimo relativo en la zona central del volcán está presente en la anomalía de Bouguer de ambos relevamientos, con un rango que varía entre -75 y -65 mGal , aproximadamente.

Se superpusieron los nombres de las anomalías magnéticas identificadas como R1, R2, R3 y R4 sobre el mapa de la figura 6.16. En este mapa se advierte un máximo relativo elongado en dirección NO-SE en correspondencia con el Bajo o Depresión de Añelo, caracterizado por una anomalía magnética negativa y positiva (R4 y R3 respectivamente en figura 5.11). El Bajo de Añelo es un rasgo estructural regional de orientación NO-SE que divide al engolfamiento Neuquino en dos dominios: al NE la plataforma nororiental, y hacia el sur y oeste, la plataforma sur y la dorsal de Huincul. Se extiende a lo largo de unos 280 km desde General Roca (Provincia de Río Negro) hasta el noroeste del volcán Auca Mahuida (Pángaro, et al., 2011). Datos de perforaciones e información de sísmica 2D y 3D, revelan que esta estructura cuya expresión gravimétrica es una anomalía de Bouguer positiva (máximo relativo) corresponde a un depocentro sedimentario de gran espesor. Los pozos más profundos que llegan a depósitos del Grupo Choiyoi, alcanzan los 5300 mbbp (metros bajo boca de pozo). Esto es consistente con la hipótesis planteada por Sigismondi (2011) respecto

a que la anomalía de Bouguer (máximo relativo) sobre el eje del depocentro sedimentario es el resultado de atenuamiento cortical por mecanismo de cizalla simple, lo cual eleva el límite del manto astenosférico, que produce la anomalía gravimétrica positiva regional.

Hacia el norte (R1), los valores de gravedad disminuyen, alcanzando los -90 mGal, mientras que en el mapa magnético esta región está representada por un máximo. R2 se presenta como un espolón gravimétrico positivo con una disminución hacia el este, en cambio en el campo de las anomalías magnéticas el máximo es mayor arealmente y más pronunciado.

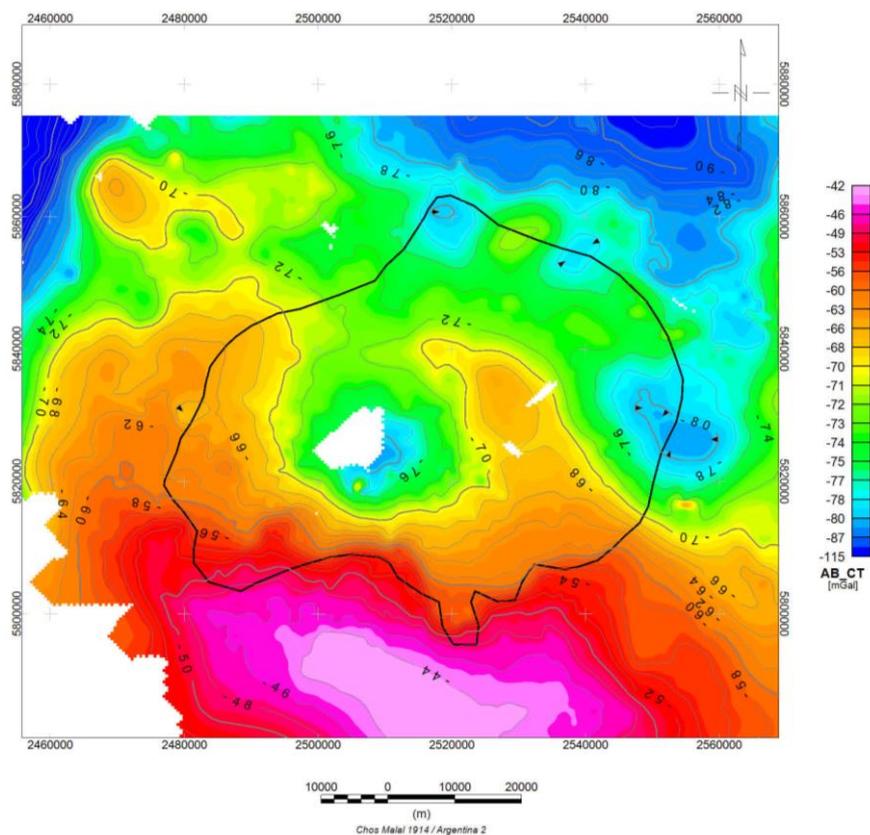


Figura 6.17. Anomalía de Bouguer completa de los datos regionales terrestres obtenida con una densidad de reducción de 2.67 g/cm^3 . La corrección topográfica se realizó con el modelo digital del terreno de la figura 3.1.

Como se verá en la sección siguiente, el dato sísmico juega un rol importante en las zonas aledañas al cráter central del volcán, especialmente donde la relación señal-ruido mejora y donde no hay cobertura de datos aerogravimagnéticos de alta resolución del VAM.

6.3 Conceptos básicos de sismica de reflexión

La exploración sísmica incluye la adquisición, procesamiento y análisis de los eventos generados por un microsismo expresamente provocado. El método sísmico de reflexión

consiste en registrar los tiempos de llegada de las ondas reflejadas en los contactos del subsuelo a una serie de detectores superficiales denominados geofónos o hidrófonos ya sea se registre en tierra o mar, respectivamente. Para la generación de ondas sísmicas se emplean diferentes fuentes, entre las que se encuentran, entre otras, los cañones de aire (registro marina), explosivos y camiones vibradores (registro terrestre).

Se denomina *impedancia acústica* a la resistencia que ejerce un medio homogéneo al paso de una onda de sonido. La misma se define como:

$$Z = \rho \cdot v \quad (6.10)$$

donde ρ es la densidad y v la velocidad de propagación de la onda.

Se puede definir al *dato sísmico* como aquel que resulta de registrar en escala de tiempo, una onda compleja que, generada por un microsismo provocado, ha viajado a través de la Tierra transmitiéndose y reflejándose en los diferentes contrastes de impedancia acústica del subsuelo. Tales contrastes están dados por cambios en las propiedades físicas de las rocas debido a variaciones en la estratigrafía. Su magnitud se mide en términos de *coeficientes de reflexión* los cuales contienen información muy útil sobre las características del subsuelo.

Cuando una onda sísmica incide normalmente sobre la interfaz plana entre dos medios elásticos i , e $i+1$, el coeficiente de reflexión (R) asociado resulta:

$$R_{i+1} = (Z_{i+1} - Z_i)/(Z_{i+1} + Z_i) \quad (6.11)$$

siendo Z_i y Z_{i+1} las impedancias acústicas de los respectivos medios.

Las reflexiones se producen cuando hay un contraste importante de impedancia acústica entre las capas debido a las variaciones de las propiedades elásticas del medio, tanto de la densidad, velocidad o una combinación de ambas y cuando las longitudes de onda son inferiores al tamaño característico de dichas capas.

Modelo de traza sísmica

La propagación de una onda sísmica a través de un medio, origina el desplazamiento de las partículas que lo componen. Existen dos tipos básicos de ondas elásticas de acuerdo con la dirección relativa del movimiento de las partículas respecto de la dirección de propagación de la onda: las *ondas compresionales* (ondas P) en las cuales la dirección del movimiento de las partículas es paralela a la dirección de propagación y las *ondas transversales* (ondas S) en las que la dirección del movimiento es perpendicular a la dirección de propagación de la onda.

A los efectos de simplificar el análisis de la información geológica contenida en el dato sísmico, se asumirá que éste resulta solamente de ondas P planas incidiendo y reflejándose

verticalmente en interfaces horizontales y que la operación matemática "convolución" es capaz de sintetizar el "viaje" a través de la Tierra de una ondícula que permanece invariante con el tiempo.

La hipótesis de planaridad implica que las interfaces reflectoras están suficientemente lejos de la fuente para considerar el frente de onda esférico aproximadamente plano.

El resultado de la registración, conocido como *traza sísmica*, $T(t)$, puede sintetizarse mediante la convolución de la serie de los coeficientes de reflexión, $R(t)$, con una ondícula $O(t)$, como se indica en (6.12):

$$T(t) = R(t) * O(t) \quad (6.12)$$

donde t es el tiempo empleado por la onda sísmica para recorrer el camino desde la fuente hasta las interfaces reflectoras y desde allí hasta el receptor. Una ondícula sísmica es una forma de onda de corta longitud temporal resultante de la fuente de excitación, la respuesta del instrumento de registración y la absorción del medio. Podemos mencionar entre los varios tipos de ondículas, la Ricker, Klauder, Ormsby y Butterworth (Longo, 2000) con diferentes características. La ondícula Ricker es generada tanto en el dominio del tiempo como en el de las frecuencias y los valores de fase varían entre 0° y 360° . La ondícula Klauder se genera en el dominio del tiempo y se transforma al dominio de la frecuencia para elegir la fase. La ondícula Ormsby posee la forma de un filtro trapezoidal. La ondícula Butterworth se genera en el dominio de las frecuencias y los valores de fase pueden variar entre 0° y 360° . Debe mencionarse que, aún manteniendo el espectro de amplitud invariante, la forma de la ondícula puede cambiar modificando su fase (Yilmaz, 1988).

Se denomina *tiempo doble* al tiempo que transcurre en el viaje de la ondícula hacia un punto de reflexión y su regreso desde la fuente al receptor a un plano de referencia sísmica común (Schlumberger, 1987).

6.4 Interpretación del dato sísmico

Como se comentó en el Capítulo III, los datos sísmicos 3D no cubren la zona central del cráter y las líneas sísmicas en esta zona son de muy baja relación señal-ruido debido al gran espesor de rocas basálticas de superficie (figura 6.18). De todos modos, la interpretación de las principales formaciones de interés así como los filones intruídos en la secuencia sedimentaria, contribuyen a encontrar una tendencia y caracterizar los cuerpos ígneos.

A los efectos de realizar la interpretación sísmica de los principales horizontes es necesario obtener leyes de velocidad para realizar la conversión de tiempo doble del dato sísmico a profundidad del subsuelo. Las leyes de velocidad se obtienen a partir de la calibración entre la sísmica y los pozos utilizando perfiles sónicos y de densidad, con los cuales se obtiene un sismograma sintético a los efectos de comparar con el dato sísmico.

En el área de estudio, existen perforaciones con perfiles sónicos y densidad que nos permitirán realizar la calibración pertinente.

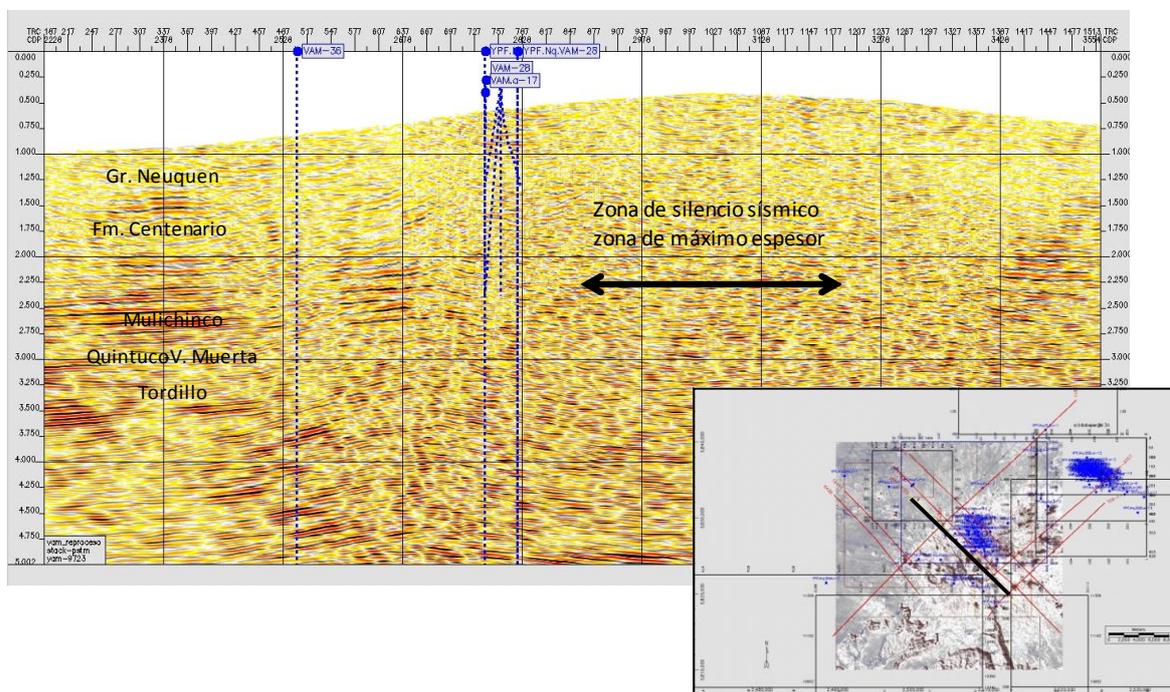


Figura 6.18. Línea sísmica 2D yam-9723 NO-SE reprocesada en 2012 representada en color negro.

6.4.1 Calibración de sísmica con perfiles de pozos

Para determinar los horizontes a interpretar durante la interpretación sísmica es necesario volcar la información obtenida de la perforación de los pozos sobre la sección sísmica. Los *sismogramas sintéticos* constituyen una herramienta esencial para lograr esta integración a través de trazas sintéticas generadas a partir de los perfiles sónicos y de densidad mediante la convolución de una ondícula con la serie de coeficientes de reflexión sísmicos del modelo, lo que permite realizar la calibración entre las secciones sísmicas y los perfiles de pozo.

También se realiza sísmica en el pozo para obtener las velocidades directamente, a esta registración se la denomina VSP (Vertical Seismic Profile).

Se realizó la calibración sísmica en el pozo utilizando los datos disponibles en la zona de estudio y los pases formacionales provistos por los geólogos de YPF S. A. La correlación entre los sismogramas sintéticos y los datos sísmicos en general es de buena calidad, disminuyendo hacia la zona de mayor topografía del volcán (zona central). Para los pozos que carecen de registros de densidad se asumió una densidad constante de 2.4 g/cm^3 , que es un valor promedio representativo de la columna sedimentaria en la zona. El impacto de la densidad en el resultado de la serie de coeficientes de reflexión y en consecuencia en los

sismogramas sintéticos, salvo en situaciones litológicas excepcionales, es mínima debido a la diferencia de rangos de densidad en comparación con los de velocidad.

Para la elaboración de los sismogramas sintéticos se utilizó el programa Synthetics de Geoframe™. La figura 6.19 muestra la calibración del pozo VAM.x-1.

Un buen ajuste entre el sismograma sintético y la sección sísmica posibilita, con cierto grado de confianza, la transferencia de la información del pozo proveniente de perfiles (pases de formación, litología, etc.) a la sección sísmica correspondiente. Para lograr este ajuste, además de contar con los perfiles sínicos y de densidad con su correcto control de calidad, es imprescindible efectuar una cuidadosa elección de la ondícula de acuerdo con los parámetros de registración y procesamiento utilizados para obtener la sección sísmica (Schlumberger, 1987), además de incluir la información de checkshots o VSP (Vertical Seismic Profile), de estar disponible.

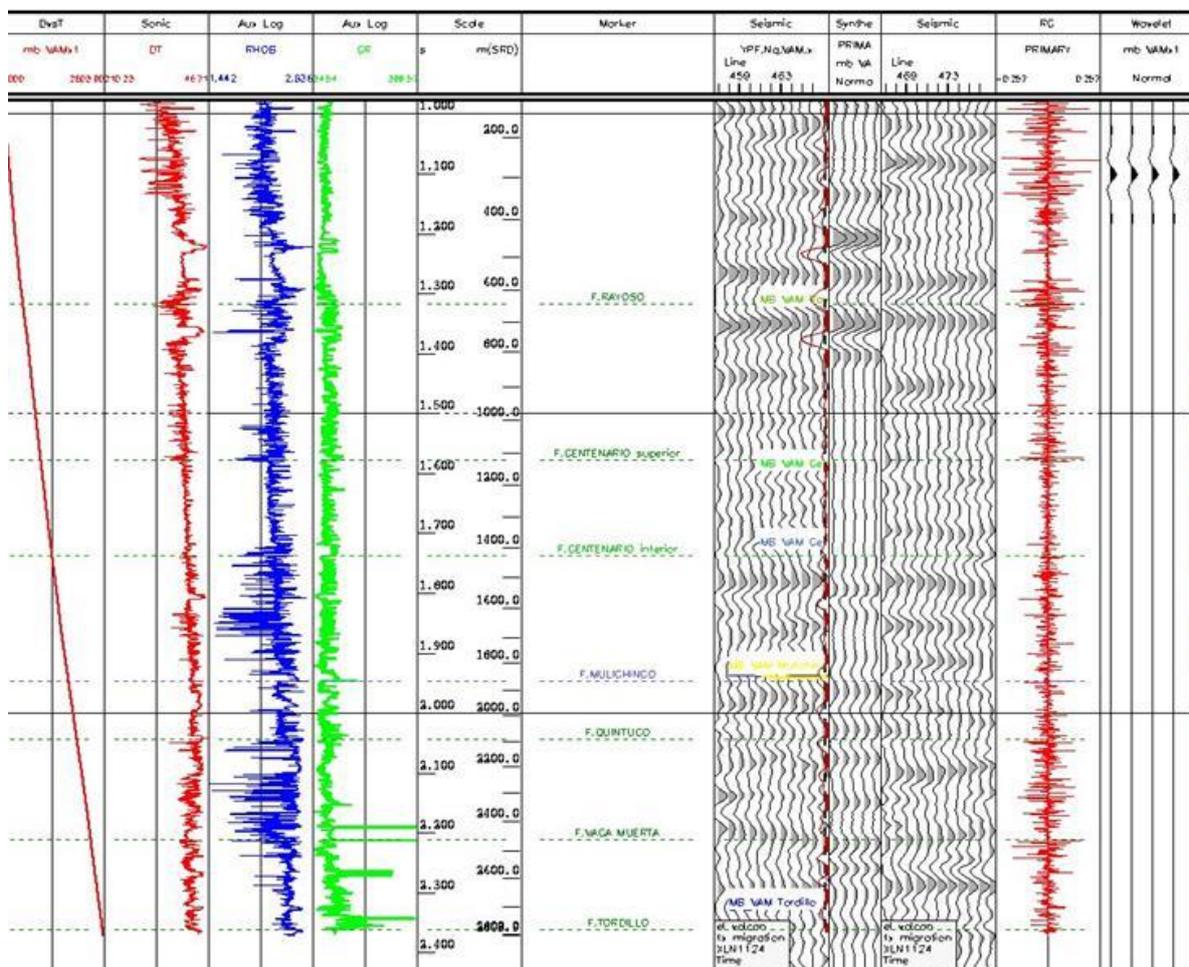


Figura 6.19. Sismograma sintético del pozo VAM.x.1. De izquierda a derecha: ley de velocidad obtenida del sismograma, perfil sínico (rojo), densidad (azul), rayos Gamma (verde); escala de tiempo y profundidad, pases formacionales, porción de la sección sísmica alrededor del pozo a izquierda y derecha y en el centro el sismograma sintético. Serie de coeficientes de reflexión en color rojo y ondícula.

Registros sísmicos (DT)

El registro sísmico es un registro del tiempo que requiere una onda acústica para transmitirse en un espesor determinado de formación, el cual se denomina tiempo de tránsito Δt . El cociente entre la distancia recorrida y el tiempo de tránsito es la velocidad de la propagación de la onda sísmica en dicho espesor. El tiempo de tránsito para una formación determinada depende de su litología, porosidad y de muchos otros factores (Schlumberger, 1995). Cuando se conoce la litología, el registro sísmico es muy útil como registro de porosidad, comúnmente calculada mediante la ecuación de Wyllie (Sheriff, 1991). A un aumento de porosidad corresponde una disminución de la velocidad del sonido en la roca y por lo tanto aumenta el tiempo de tránsito (Schlumberger, 1995). La frecuencia con que trabaja la herramienta del perfil sísmico está en el rango de 25000 Hz.

En términos generales las velocidades sísmicas en litologías de las formaciones presentes en el subsuelo fluctúan entre 6000 a 23000 pies/s (1800 a 7000 m/s aproximadamente). El registro se expresa como el inverso de la velocidad, Δt (en el sistema inglés de unidades), medido en microsegundos por pie ($\mu\text{s}/\text{pie}$). En formaciones sedimentarias, la velocidad del sísmico depende de varios parámetros; principalmente del material de la matriz de roca (arenisca, caliza, dolomita, etc.) y de la distribución de porosidad.

Rayos Gamma (GR)

Consiste en la medición de la emisión de rayos gamma proveniente de la radioactividad natural del subsuelo, particularmente de los isótopos radioactivos del potasio, torio y uranio presentes en las rocas y los fluidos. Típicamente, lecturas elevadas de este perfil se dan frente a estratos de arcillas, mientras que frente a otros sedimentos (carbonatos o areniscas) se observan valores bajos. Es un excelente registro de correlación.

Los cuerpos intrusivos pueden ser fácilmente reconocidos en los perfiles de pozo. El perfil acústico es el menos influido por el calibre, lo que lo convierte en uno de los más confiables. Las rocas ígneas se intruyen en secciones pelíticas, aprovechando planos preexistentes de debilidad (estratificación y planos de falla) que favorecen la intrusión. Esta característica resulta en una notable definición en el registro de rayos Gamma.

Las rocas ígneas ricas en potasio tendrán valores más altos de GR.

Los cuerpos ígneos intrusivos del VAM andesíticos y basaltos, los cuales son menos evolucionados desde el punto de vista de la diferenciación magmática, tienen poco feldespato potásico, lo que implica que tendrán valores de GR bajos. En cambio las traquitas que son rocas más evolucionadas presentan valores altos en los registros de GR.

En la figura 6.20 se muestra un ejemplo de los cuerpos ígneos intrusivos en el pozo VAM.x-1 y LRb.x-1 interpretados a partir de los registros del pozo. La respuesta es un aumento de la velocidad y de los rayos gamma.

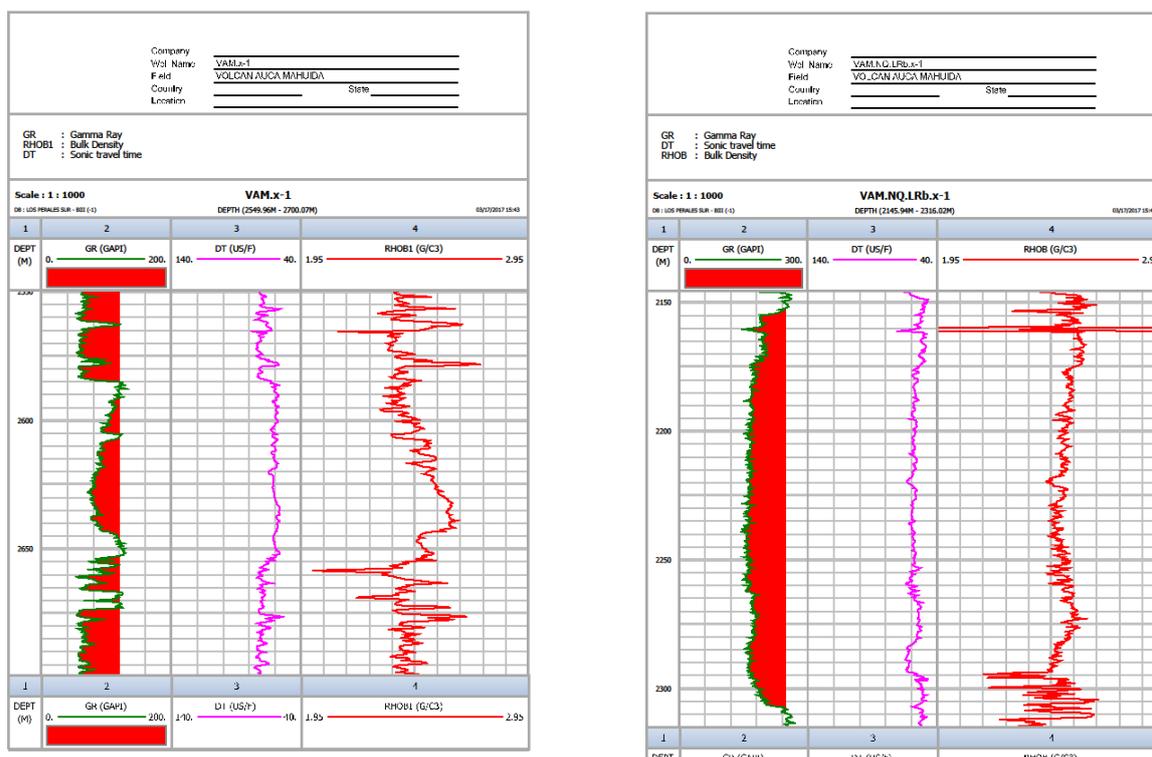


Figura 6.20. Registros de rayos gamma (GR) medidos en grados API, perfil sónico (DT) en $\mu\text{s}/\text{ft}$ y densidad (RHOBI) en g/cm^3 en los pozos VAM.x-1 y LRb.x-1. Los intervalos sombreados corresponden a los cuerpos de roca ígnea.

6.4.2 Interpretación de horizontes y fallas

La construcción de los sismogramas sintéticos y la interpretación de los horizontes y fallas se realizaron íntegramente en la plataforma Geoframe™ de Schlumberger.

Se interpretaron los principales horizontes en tiempo (figura 6.21) que luego se convirtieron a profundidad a través de una “pseudo-velocidad” calculada con datos de pozo. La tabla 6.3 muestra la profundidad de los horizontes interpretados en el pozo VAM.x-1 usado para la calibración. Las profundidades expresadas en metros están tomadas desde la topografía, donde MD (Measured Depth) son las profundidades a lo largo de la trayectoria del pozo; TVD (True Vertical Depth) la profundidad proyectada sobre la vertical y TVDSS (True Vertical Depth Sub Sea) la profundidad proyectada en la vertical referenciada al nivel medio del mar. En pozos verticales, MD y TVD coinciden.

La interpretación de los filones volcánicos se realizó siguiendo los valores de alta amplitud presentes en la sísmica para dichos eventos, y la información detallada en los pozos del Apéndice A.

La combinación de secciones del cubo de *varianza* con las del cubo amplitudes sísmica en tiempo permitió identificar la presencia de las fallas subverticales a verticales, las cuales

podrían haber sido conductos de alimentación del magma. La varianza es un atributo sísmico que resalta las discontinuidades, como fracturas, saltos de falla, etc. (figura 6.22). Las figuras 6.21 y 6.23 muestran la interpretación sísmica de las principales formaciones geológicas y algunos filones volcánicos identificados.

Tabla 6.3: Profundidades de los principales horizontes sísmicos en el pozo VAM.x-1.

Formación	MD [m]	TVD [m]	TVDSS [m]
Basalto	0	0	-1676
Neuquén	352	352	-1324
Rayoso	1320	1320	-356
Centenario Sup	1798	1798	122
Centenario Inf	2103	2103	427
Mulichinco	2542	2542	866
Quituco	2764	2764	1088
Vaca Muerta	3140	3140	1464
Tordillo	3457	3457	1781

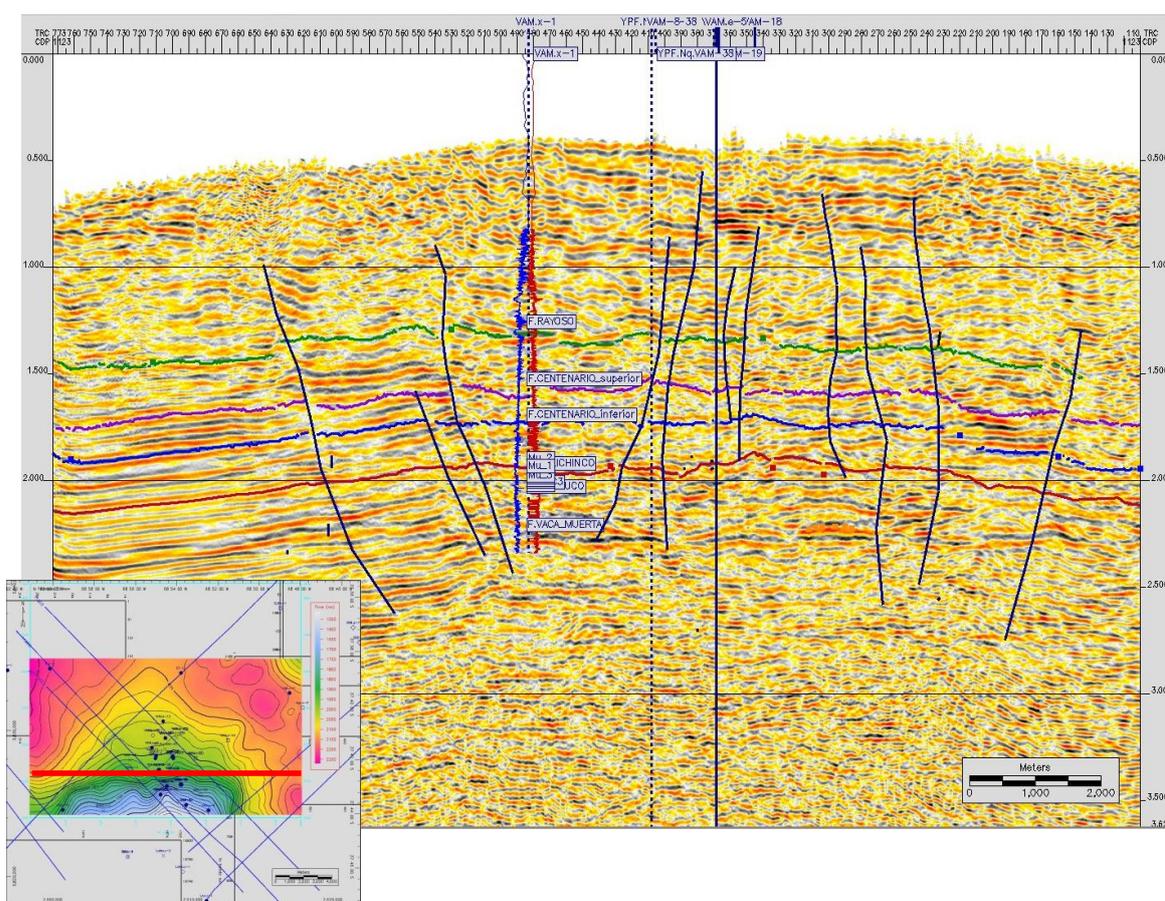


Figura 6.21. Corte sísmico indicado en línea roja en el mapa (margen inferior izquierdo) sobre cubo El volcán 3D.

El espesor de los filones interpretados consiste en la suma de varios cuerpos más chicos que el método sísmico no puede resolver en forma aislada. Esta interpretación es soportada por la información de los pozos que han atravesado estos cuerpos, por ejemplo el VAM.x-1, VAM.X-2 y VAM.x-3 cercanos al cráter central reportado en los legajos de pozo (Apéndice A) y en los trabajos ya mencionados de Bermúdez & Delpino (1998).

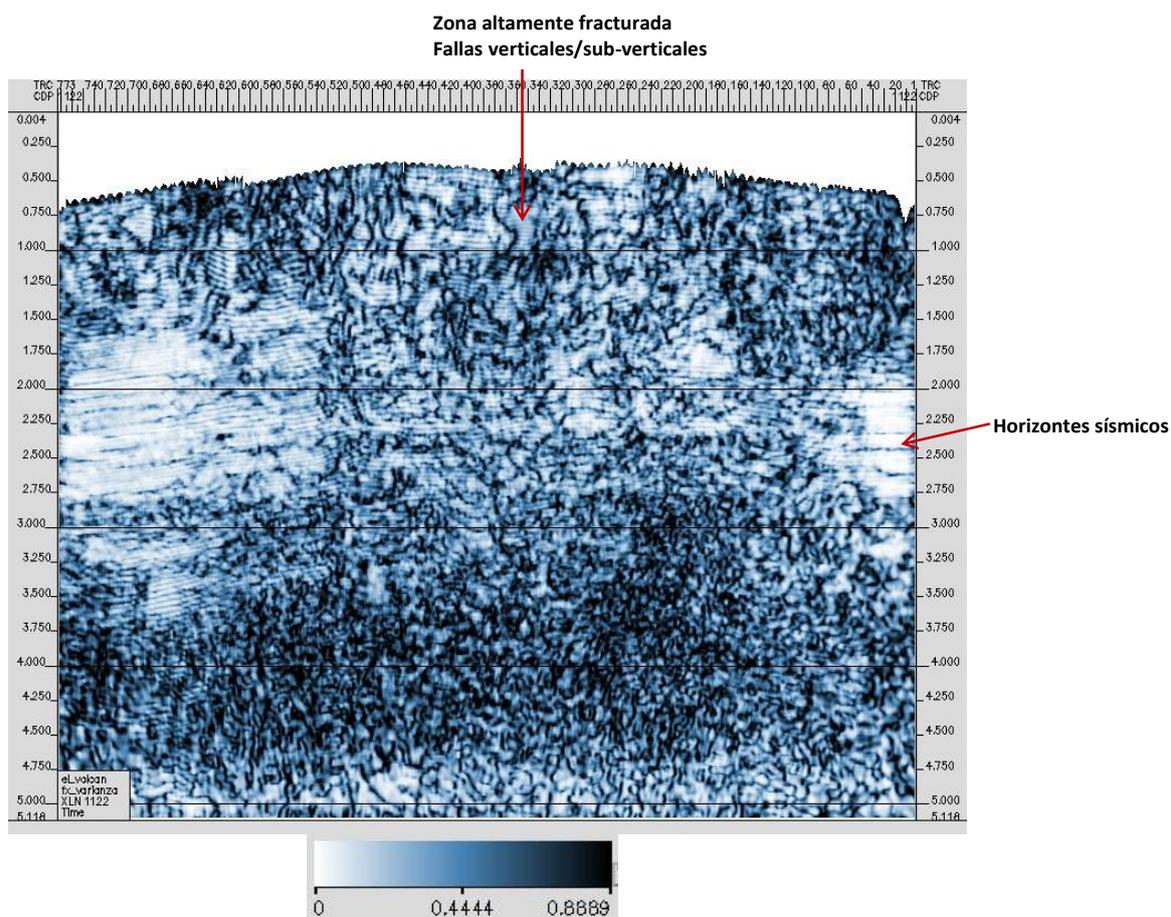


Figura 6.22. Corte sísmico en el cubo de varianza sobre la línea roja del mapa de la figura 6.21.

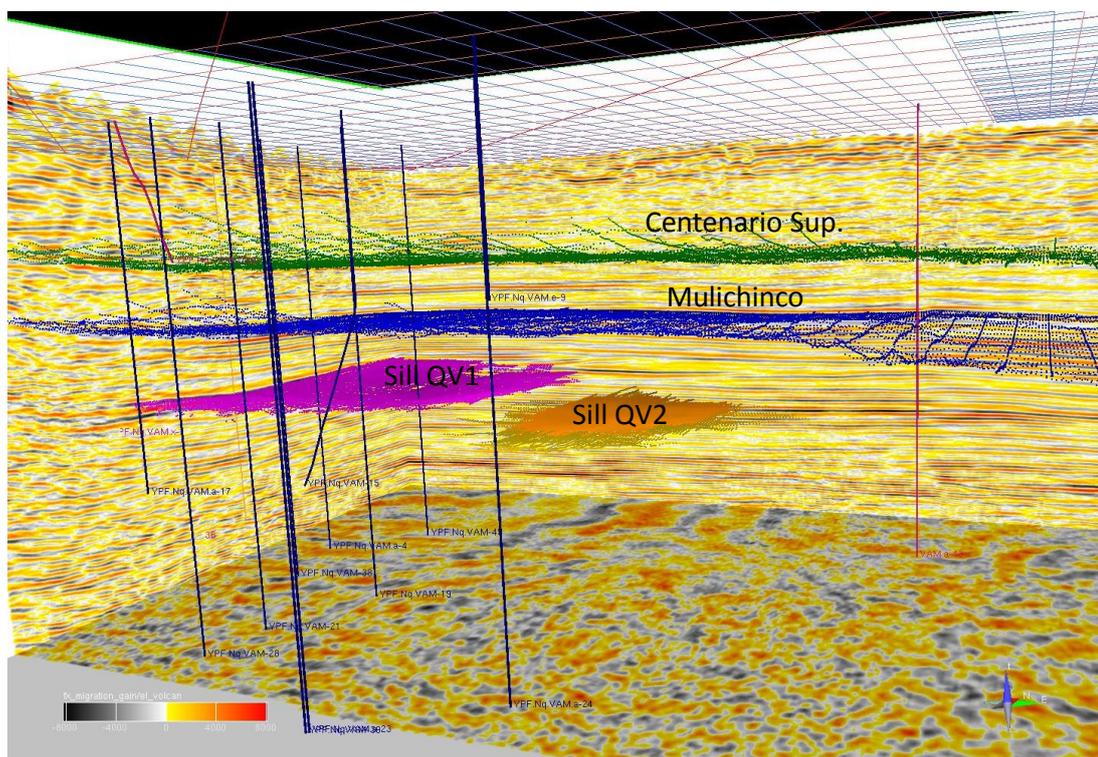
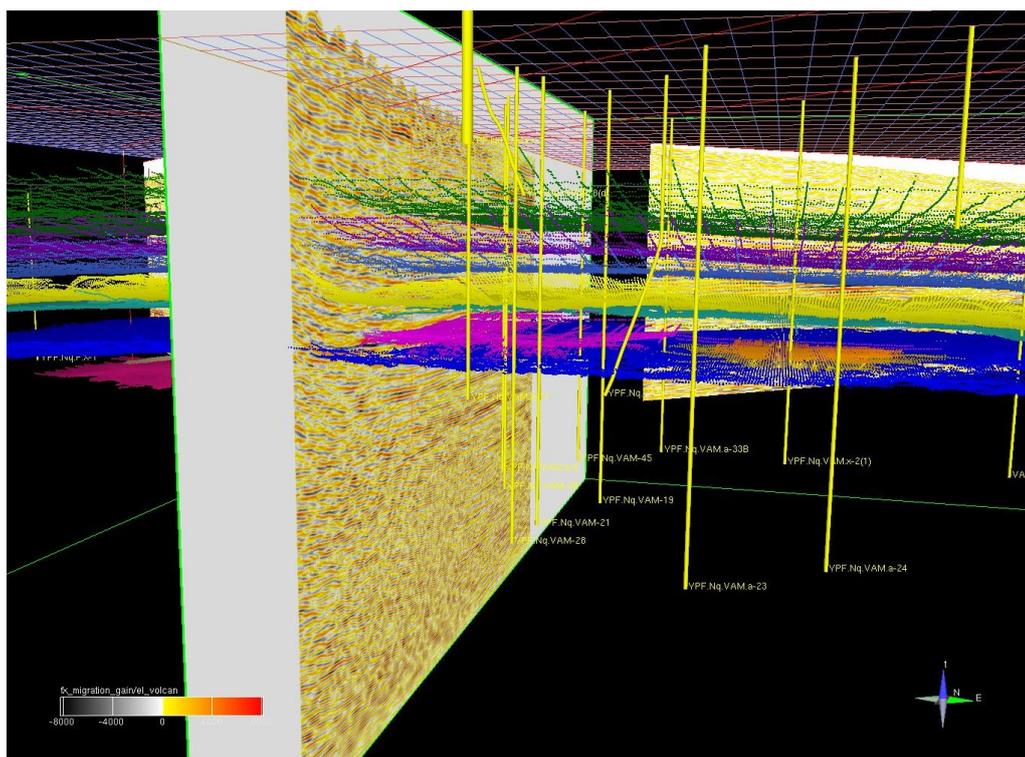


Figura 6.23. Vistas 3D de los principales horizontes sísmicos y dos filones capa, Sill QV1 y Sill QV2, en la formación Vaca Muerta en el cubo de amplitudes (cantidad sin dimensión).

La figura 6.24 muestra el mapa isócrono de un filón capa para el cual se estimó el espesor promedio. El filón Sill QV1, se observa en el pozo VAM.x-1 con las siguientes profundidades:

TVDSS=1393.4 m (m bajo el nivel del mar)

TVD=MD= 3069.4 m (m bajo boca de pozo)

GL= 1676 m (cota del pozo)

Profundidad de la base del pozo= 3480 m

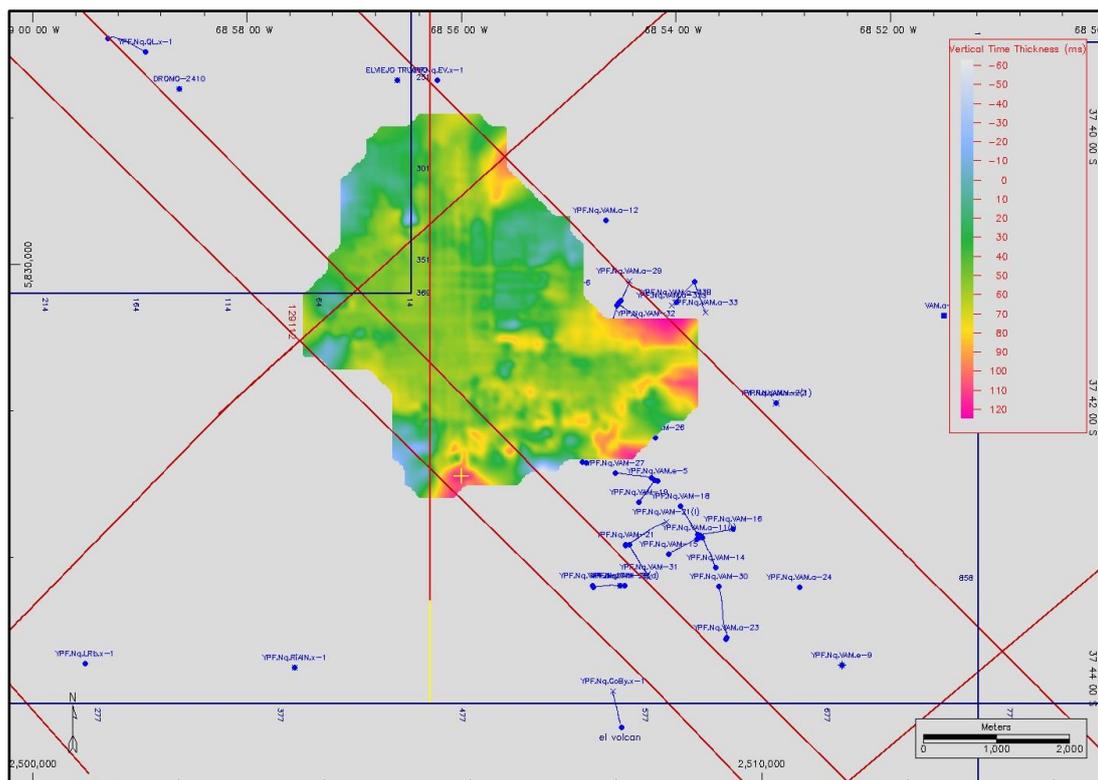


Figura 6.24. Mapa isócrono (en tiempo) resultado de la interpretación sísmica del tope y base del filón Sill QV1.

Dado el gran espesor del filón de referencia interpretado en el cubo sísmico (figura 6.23) se confeccionó un mapa isócrono de espesores en tiempo del mismo.

El espesor promedio del filón es el producto de su espesor en tiempo medido en la sección sísmica y su velocidad. Hay que tener en cuenta que el espesor se mide en tiempo doble. Considerando el espesor promedio en tiempo obtenido de la sección sísmica, $45/2 \text{ ms} = 0.0225 \text{ s}$ y su velocidad medida en el perfil sónico del pozo (figura 6.19), 70 us/ft , la velocidad es de $1/70 \text{ ft/us} = 4354 \text{ m/s}$. En consecuencia, el espesor promedio del filón interpretado es de aproximadamente 98 m ($v t = 4354 \text{ m/s } 0.0225 \text{ s}$).

El espesor obtenido de la sección sísmica fue interpretado por Bermúdez y Delpino,

(2002) en pozo VAM.x-1, como fenobasalto aunque de menor espesor. Ellos también reconocen otros cuerpos atravesados en este pozo, cinco intrusivos principales y diez más pequeños. Los cuerpos de mayor espesor se alojan en el Grupo Neuquén, en la Formación Rayoso, en la Formación Centenario Inferior, en Mulichinco y en la Formación Quintuco-Vaca Muerta.

Las traquitas más evolucionadas se intruyen en la Formación Mulichinco en el pozo VAM.x-1 (figura 6.25). Bermúdez y Delpino (2002) analizaron el cutting de estas rocas y concluyen que están enriquecidas en elementos incompatibles, que son los que se concentran en las últimas etapas del proceso de cristalización, entre los que se encuentran el K, Th y U. Esto produce altos valores cercanos a los 200 gAPI en los registros de rayos Gamma (figura 6.20).

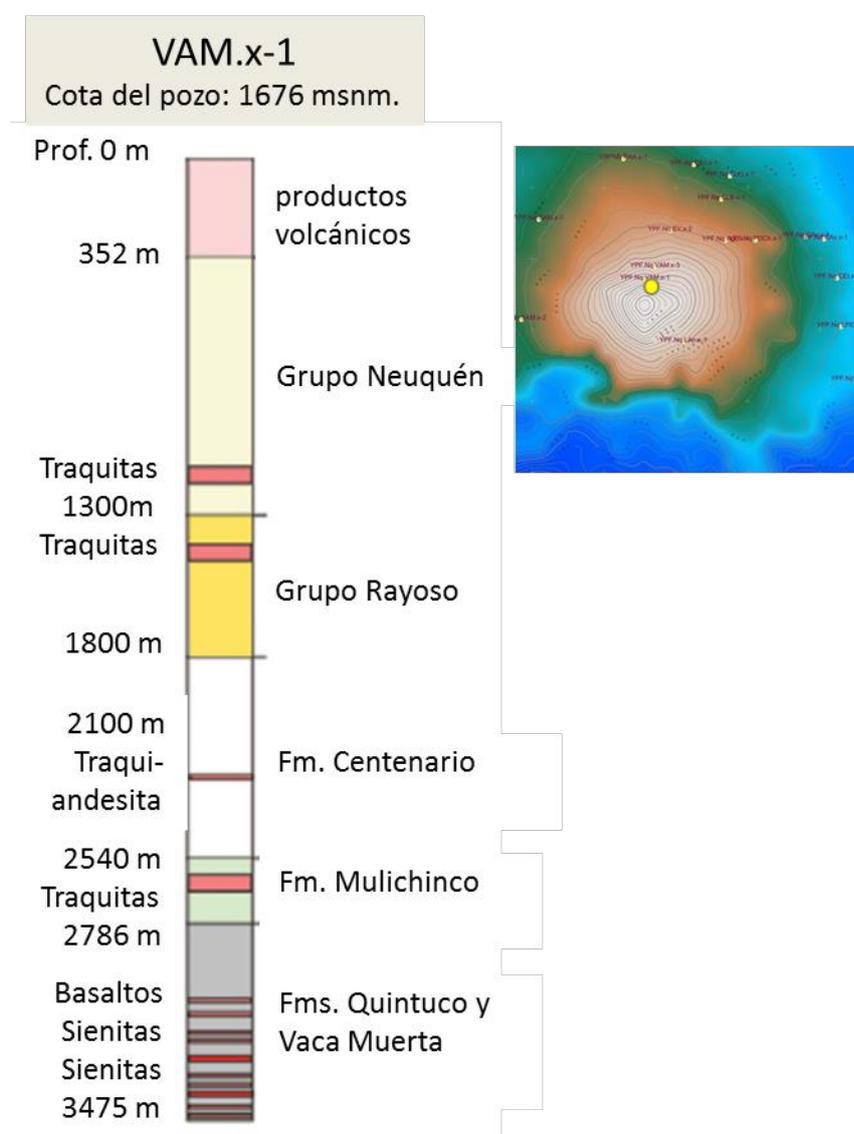


Figura 6.25. Profundidades de los cuerpos intrusivos en el pozo VAM.x.1. Gráfico modificado de Bermúdez y Delpino (2002): descripción litológica a partir del cutting. La cota del pozo está expresada en metros sobre el nivel del mar [msnm].

6.5 Interpretación de los resultados

En esta sección se describen los principales resultados del presente capítulo.

- Las dimensiones del mapa gravimétrico condicionan la profundidad detectable de las fuentes.
- La anomalía de Bouguer presenta un mínimo relativo en el centro del volcán, el cual se interpreta como una zona de densidad más baja respecto a los valores característicos de rocas ígneas basálticas; además, el colapso del sector puede haber dado lugar a un estado de mayor fracturamiento.
- La presencia de vugs, vesículas, diaclasas y fracturas conducen a que la densidad efectiva sea menor. Esto se debe a que la densidad de grano es distinta a la densidad efectiva de un volumen de roca. Las rocas ígneas intrusivas poseen muy baja o nula porosidad y permeabilidad *primarias*, por lo que esta propiedad debió ser adquirida después de su emplazamiento. La porosidad *secundaria* está vinculada a fracturas y a huecos de disolución (vugs). La fracturación está vinculada a eventos tectónicos que afectan a estas rocas y los vugs se originan por circulación de soluciones que provocan la disolución y/o reemplazo de determinados minerales (Comeron, et al., 2002).

La densidad efectiva de un volumen de roca es:

$$\text{Densidad efectiva} = \text{Dens grano} (1-\phi) + \text{Dens de fluido } \phi \quad (6.13)$$

donde ϕ es el volumen relativo (poros, vugs, o fracturas) que está ocupado por fluidos.

Suponiendo que el volumen que no es roca está ocupado por agua, se necesita una “porosidad” de 10% para llevar de una densidad de grano de 2.70 g/cm³ a una densidad efectiva de 2.53 g/cm³.

- Por otro lado, las rocas intruidas en el cráter del volcán son traquitas que en promedio tienen densidades más bajas que los basaltos. El siguiente cuadro (tabla 6.4, modificada de Wohletz & Heiken, 1992) detalla valores de densidad y otras propiedades en distintos tipos de rocas ígneas.

Tabla 6.4. Clasificación de rocas volcánicas según su respuesta en los registros de pozo. Adaptada de Wohletz & Heiken, 1992.

	Traquitas	Riolitas	Latita	Andesita	Basalto
Sílice	←		aumenta	←	
Aluminio	←		aumenta	←	
Hierro y Magnesio	→		aumenta	→	
Densidad	→		aumenta	→	
Radioactividad	←		aumenta	←	

- El análisis espectral de los datos gravimétricos indica que los cuerpos analizados están a profundidades muy someras, cuyo resultado es similar al del espectro de datos aeromagnéticos.
- Los principales contrastes de densidad en el volcán Auca Mahuida se presentan entre las formaciones Quintuco-Mulichinco, Tordillo-Auquilco y Grupo Cuyo-basamento Permo-Triásico. Si bien el cubo sísmico no cubre la zona central y sur del volcán, en la porción norte y las laderas se identifican los topes de estas formaciones y se visualizan algunos filones capa intruidos concordantemente en la secuencia sedimentaria como un máximo de amplitud.
- Cuerpos intrusivos con geometría de diques en el cráter y de filones capa en zonas circundantes a éste dan cuenta del ambiente tectónico de la zona donde está emplazado el volcán.
- No se observa una clara correlación entre los datos gravimétricos y magnetométricos.

CAPÍTULO VII

MODELADO MAGNÉTICO Y GRAVIMÉTRICO

El objetivo final de los relevamientos de campos potenciales es obtener información cuantitativa acerca de las fuentes causantes (geometría, dimensiones y profundidad) de las anomalías gravimétricas y magnéticas. Esto puede ser logrado mediante el modelado de las fuentes y contando con valores de propiedades físicas estimados a partir de datos obtenidos en el campo. Si bien existen infinitas soluciones que reproducen los datos observados, el conocimiento de la geología permite poner restricciones a los modelos y por lo tanto disminuir la incertidumbre.

7.1 Modelado de las anomalías

El proceso de modelado comprende dos categorías, el *método directo (forward)* y el *inverso*.

En los modelos directos 2 y 3D, los valores de los parámetros se estiman en forma iterativa, comenzando con estimaciones guiadas por el criterio geológico del ambiente de estudio. Para esto se construye un modelo inicial de los cuerpos fuente basado en la información disponible del subsuelo. Se calcula la anomalía (magnética o gravimétrica) producida por las fuentes propuestas en el modelo y se la compara con la observada. Luego se ajustan los parámetros del modelo para mejorar el ajuste entre las dos anomalías. Este proceso de tres pasos se repite hasta que se obtiene un parecido aceptable entre la calculada y la observada (Blakely, 1995). Con frecuencia se utilizan los valores obtenidos con el método inverso como restricción de los parámetros. En el presente trabajo se obtuvieron medidas de susceptibilidad magnética de muestras de superficie, las cuales fueron usadas como restricciones adicionales para los valores introducidos en los modelos directos.

El método inverso (3D) utiliza las mediciones magnéticas o gravimétricas para determinar mediante cálculos, parámetros de las fuentes, como por ejemplo la magnetización, así como también forma, profundidad y extensión horizontal de los cuerpos del área de interés.

Tanto el método de modelado directo como el inverso lineal involucran el mismo

problema de inversión expresado por la matriz genérica del sistema $\mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{B}$. Aquí, \mathbf{B} es la columna de la anomalía observada, mientras que $\mathbf{G} \mathbf{m}$ representa al modelo directo asumido por el intérprete para reproducir las observaciones; el cual representa la física del fenómeno y la geometría de las fuentes. El modelo directo consiste de parámetros conocidos o asumidos en la matriz de diseño \mathbf{G} y los parámetros desconocidos en \mathbf{m} que deben ser determinados mediante la inversión. El modelado directo evalúa los parámetros desconocidos en \mathbf{m} mediante prueba y error, mientras que el modelo inverso obtiene un estimador objetivo de las variables desconocidas a través de la solución por mínimos cuadrados expresada como $\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{B}$. Por lo tanto, la inversión estima los parámetros desconocidos (\mathbf{m}) del modelo directo a partir de sus parámetros asumidos o conocidos (\mathbf{G}) y los valores de anomalías medidas (\mathbf{B}).

7.2 Formulación del problema inverso- Caso magnético

En general, la magnetización \mathbf{M} es una función de la posición, donde la dirección y magnitud pueden variar desde un punto a otro, esto es, $\mathbf{M} = \mathbf{M}(\mathbf{r})$, donde \mathbf{r} es la posición de un diferencial de volumen, $d r^3$. No se hace ninguna suposición sobre si la magnetización es inducida o remanente. El campo magnético \mathbf{B} en un punto \mathbf{r}_j resultante de un volumen V que contiene la magnetización $\mathbf{M}(\mathbf{r})$ está dado en el sistema cgs por (ec. 7.1):

$$\mathbf{B}(\mathbf{r}_j) = \nabla \int_V \mathbf{M}(\mathbf{r}) \cdot \nabla \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j|} d r^3 \quad (7.1)$$

Esta expresión corresponde a un modelo de distribución de dipolos y muestra que el vector magnetización $\mathbf{M}(\mathbf{r})$ es el parámetro natural para la inversión, lo cual es una observación crucial.

El campo magnético depende linealmente de la magnetización, y la estimación de la magnetización a partir del campo magnético es un “problema inverso lineal”. Si en cambio, se calculara alguna propiedad de V el problema sería “inverso no-lineal”.

Si el volumen V se subdivide en un conjunto de dominios v_k , cada uno con magnetización constante \mathbf{M}_k , entonces:

$$B_\beta(\mathbf{r}_j) = \sum_{k,\alpha}^{N,3} M_{k,\alpha} \int_{v_k} \partial_\alpha \partial_\beta \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j|} d r^3 \quad (7.2)$$

donde $M_{k,\alpha}$ ($\alpha = 1,2,3$) son las componentes cartesianas del vector de magnetización \mathbf{M}_k y B_β

$(\beta = 1, 2, 3)$ son las componentes cartesianas del vector \mathbf{B} .

La ecuación (7.2) define el problema directo: dado un conjunto de fuentes \mathbf{M}_k ($k = 1, \dots, N$), \mathbf{B}_j es el campo de anomalía magnética predicha en los puntos \mathbf{r}_j ($j = 1, \dots, P$). Debido a que se suma sobre el índice de coordenada α , se tiene libertad para elegir el sistema de coordenadas que resulte más conveniente para los cálculos. También surge que una cantidad invariante con la coordenada, tal como la amplitud $M(\mathbf{r}) = |\mathbf{M}(\mathbf{r})|$ podrá ser determinada en forma robusta a partir de los datos.

La ecuación anterior se puede representar en forma más concisa como (ec. 7.3):

$$\mathbf{B} = \mathbf{G} \mathbf{M} \quad (7.3)$$

El problema inverso para hallar el vector magnetización consiste en resolver \mathbf{M} dado \mathbf{B} , sujeto a una condición de regularización adecuada. La regularización es una forma de poner restricciones al modelo de modo de mantenerlo lo más simple posible, en el sentido de que tenga la menor estructura compatible con un ajuste aceptable de los datos. Este tipo de restricción, que implica eliminar explícitamente la complejidad innecesaria (y generalmente poco realista) de los modelos, se incluye en el término de la norma del modelo (Constable et al., 1987). El error total a minimizar es entonces la suma de las dos normas, pesada por un factor de regularización. Sin pérdida de generalidad se puede elegir la regularización de mínimo gradiente de Tikhonov (Tikhonov et al., 1995). El problema inverso consiste entonces en hallar \mathbf{M} que minimice la función objetivo en (ecs. 7.4-7.6):

$$\emptyset(\mathbf{M}) = \emptyset_d(\mathbf{M}) + \lambda \emptyset_m(\mathbf{M}) \quad (7.4)$$

$$\emptyset_d(\mathbf{M}) = \frac{1}{P} \sum_{j=1}^P \left| \frac{\mathbf{G}_j \mathbf{M} - \mathbf{B}_j}{e_j} \right|^2 \quad (7.5)$$

$$\emptyset_m(\mathbf{M}) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sqrt{(m_i^{ref} - m_i^{pre})^2} \quad (7.6)$$

En la ecuación (7.4), $\emptyset(\mathbf{M})$ es la suma de un término de datos $\emptyset_d(\mathbf{M})$ y un término de modelo $\emptyset_m(\mathbf{M})$ con un parámetro de regularización de Tikhonov, λ . La ecuación (7.5) define la función objetivo de los datos como la diferencia cuadrática entre la anomalía calculada y la

observada, pesada por la inversa del error e_j . Para este término de la función objetivo se suele adoptar el valor 1, porque el valor esperado de la sumatoria en la ecuación (7.5) en el caso en que las observaciones son independientes y su incerteza responde a una distribución Gaussiana de media cero, es igual a P , el número de observaciones. Además, se sabe que los modelos correspondientes a los menores valores posibles de $\varnothing_d(\mathbf{M})$ carecen de sentido físico (Constable et al., 1987). La ecuación (7.6) define la “norma” del modelo y cuantifica cuánto se parece el modelo predictivo m^{pre} al modelo de referencia m^{ref} (un tipo de modelo preferido en base al conocimiento geológico del subsuelo). Esta sumatoria debe acercarse a cero para que el modelo predictivo honre la geología. Adicionalmente, otras restricciones y condiciones de borde, tales como cotas superior e inferior, pueden especificarse para \mathbf{M} de acuerdo con el problema en cuestión.

El problema inverso consiste entonces en optimizar la proximidad del modelo predictivo y su respuesta (calculada en forma directa) con los datos observados y con aquello a lo que el intérprete supone que el modelo debe parecerse. En la práctica, el proceso de inversión busca balancear estas dos cantidades (ajuste de los datos observados lo más cerca posible del modelo geológico de referencia) para llegar a un modelo final. El algoritmo de inversión busca un modelo que minimice la función objetivo $\varnothing(\mathbf{M})$ con la condición $\varnothing_d(\mathbf{M}) \cong 1$ (figura 7.1).

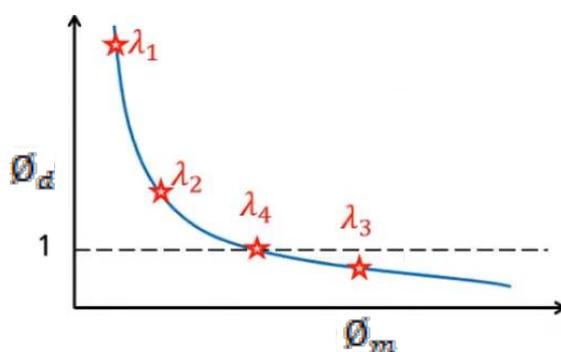


Figura 7.1. Esquema del proceso de inversión.

7.2.1 Aplicación a los datos magnéticos del VAM

En la mayoría de los métodos de inversión se hace la suposición de que la respuesta magnética se origina en la magnetización inducida. Cuando esto se cumple, tales métodos permiten obtener modelos confiables. Sin embargo, si la remanencia es importante las inversiones basadas en la suposición de que toda la magnetización es inducida no lograrán reproducir las anomalías observadas en forma aceptable. En cambio, se obtendrán modelos más realistas modelando la magnetización como un vector y permitiendo que adopte una dirección arbitraria, es decir que se tiene también en cuenta la remanencia. La inversión del

vector magnético (MVI por sus siglas en inglés; Aisengart, 2015) es una técnica de modelado inverso como se describió en la sección anterior, con la ventaja de que tiene en cuenta ambas magnetizaciones, inducida y remanente sin tener conocimiento previo de la dirección de esta última (MacLeod & Ellis, 2013). Por el contrario, la inversión convencional de susceptibilidad se basa en la premisa de que todos los dominios magnéticos de las rocas se orientan en forma paralela al campo geomagnético. En ambos casos, inversión de susceptibilidad convencional y MVI, el resultado es un modelo de la distribución de magnetización del subsuelo. El método convencional presenta las limitaciones mencionadas, mientras que el MVI resulta en modelos que representan mejor las estructuras de roca magnetizada del subsuelo cuando los efectos de remanencia y anisotropía son significativos.

La aplicación de MVI devuelve el vector \mathbf{M} (magnitud y dirección) y, a partir de él, tres cantidades escalares que son importantes para la interpretación del modelo de inversión: la amplitud del vector, la componente de \mathbf{M} en la dirección del campo geomagnético, E_{proy} , y la proyección de \mathbf{M} en el plano perpendicular a la dirección del campo geomagnético, E_{perp} (figura 7.2).

En la MVI de VOXI Earth Modelling, $|\mathbf{M}|$ se normaliza por la intensidad del campo terrestre, por lo cual tiene dimensiones de una susceptibilidad.

Se puede escribir el versor U en la dirección del campo IGRF, y V , W los ortogonales al mismo y entre ellos, los cuales cumplen la regla de la mano derecha. De este modo E_{perp} y E_{proy} quedan definidos como (ec. 7.7):

$$E_{perp} = \sqrt{V^2 + W^2} \quad (7.7)$$

$$E_{proy} = U$$

E_{perp} será siempre positivo mientras que E_{proy} podrá ser positivo o negativo como se indica a continuación.

Zonas con valores grandes de E_{perp} indican magnetización remanente o anisotropía magnética importantes, mientras que valores pequeños de esta componente indican que la magnetización es principalmente inducida, o bien reversa (esta última característica se traduciría además en un E_{proy} negativo y con valor absoluto significativo).

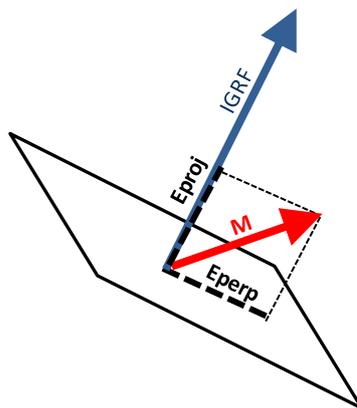


Figura 7.2. Diagrama con las componentes obtenidas en el modelo inverso MVI.

Dado que en el área de estudio predomina la magnetización remanente, se aplicó la técnica de MVI a los datos de la anomalía TMI (sin reducir al polo) y se obtuvo un modelo 3D de magnetización (pseudo-susceptibilidad) usando VOXI Earth Modeling de Geosoft™. La elevación en el modelo varía entre 2175 y -5038 metros (con z positivo sobre el nivel del mar). La grilla construida para procesar los datos tiene un tamaño de celda de 500 m en las direcciones x e y , y un tamaño vertical de 465 m en la dirección z . Con estos parámetros se obtuvo un volumen de magnetización con 85 celdas en la dirección de x , 74 en y , y 61 en z (figura 7.3). El modelo convergió en 12 iteraciones en 20 minutos.

La diferencia entre los datos observados y el resultado del modelo predictivo, produce valores pequeños (figura 7.4). Esto indica que se logró un buen ajuste entre el modelo inicial y el modelo final.

Se exportó el voxel vectorial a una base de datos, con lo cual se pudo obtener las componentes de amplitud de las tres direcciones M_x , M_y y M_z . El rango de amplitudes obtenido está entre 0.000039 y 0.045136 SI (figura 7.5).

La figura 7.6 a) muestra la isosuperficie de 0.012 SI de la inversión del vector magnético (formas en celeste rodeando las áreas centrales) junto con la grilla de la topografía y b) señal analítica; en c) una sección E-O de la misma isosuperficie, en la cual se observa que los cuerpos se extienden en profundidad hasta unos 3.3 km bajo nivel medio del mar. La figura 7.7 corresponde a una sección en planta de la amplitud del MVI junto con la amplitud de la señal analítica derivada de los datos de anomalía TMI del VAM. Se puede observar una buena correspondencia entre las ubicaciones de las fuentes y el mapa de señal analítica (figura 7.7). Un comportamiento similar se observó en otros estudios, y se lo interpretó como indicador de consistencia geológica (MacLeod & Ellis, 2013).

Los valores de la proyección de \mathbf{M} en el plano perpendicular a la dirección del campo geomagnético, E_{perp} , obtenidos en la inversión son mayores que los de la componente de \mathbf{M} en la dirección del campo geomagnético, E_{proj} , esto es una herramienta más para reafirmar que la componente remanente es la que domina (figura 7.8).

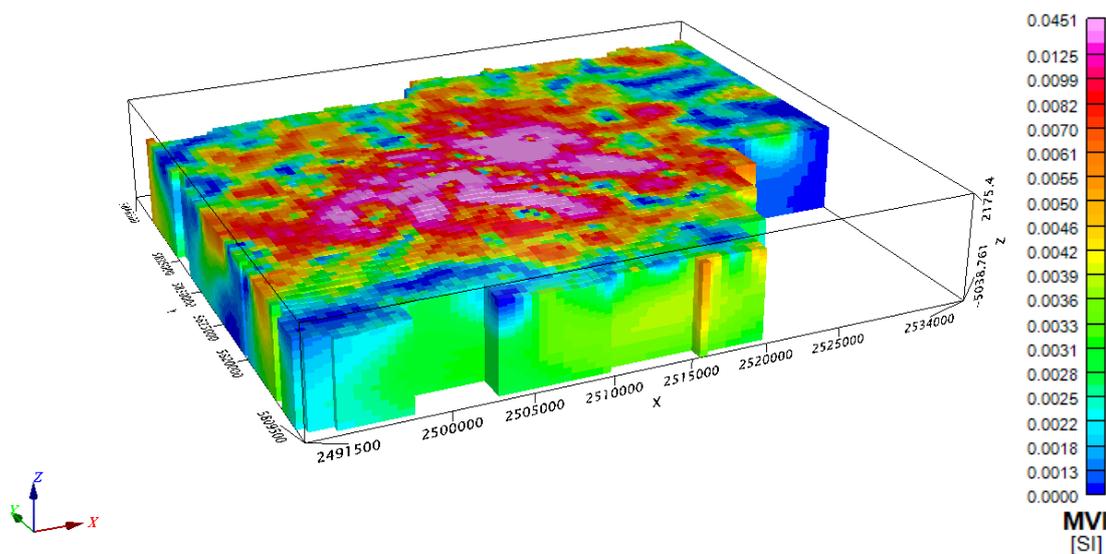


Figura 7.3. Volumen de magnetización obtenido en el modelo de inversión MVI.

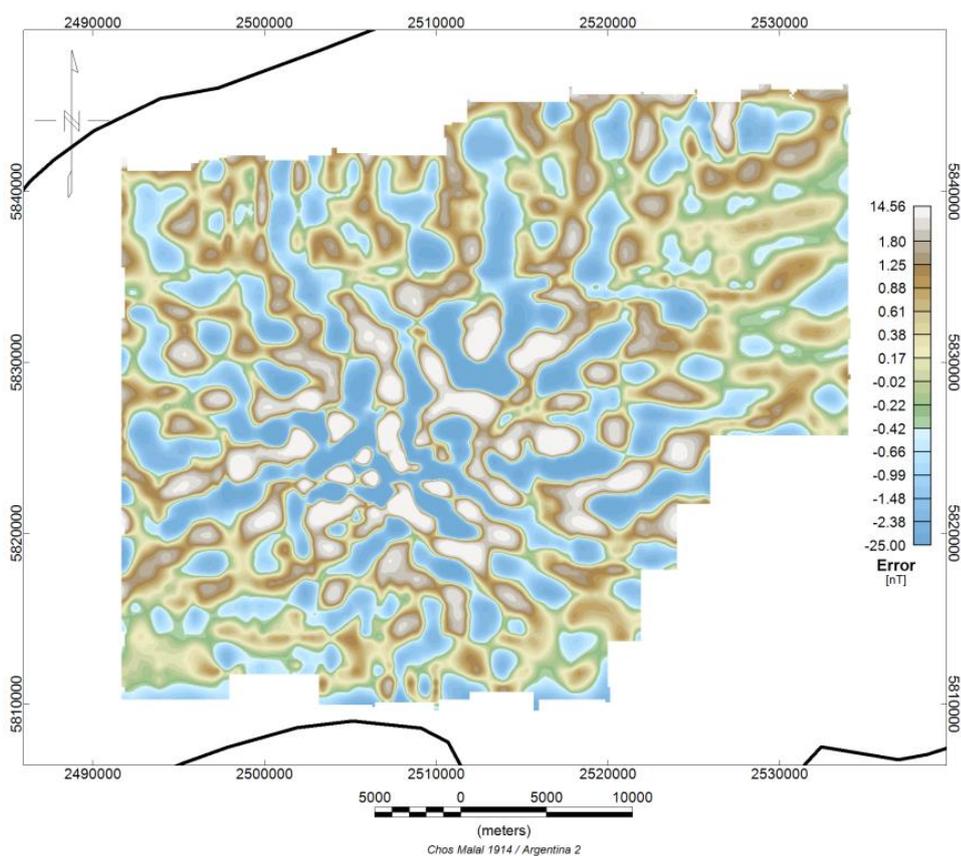


Figura 7.4. Diferencia entre los datos observados y el resultado del modelo predictivo.

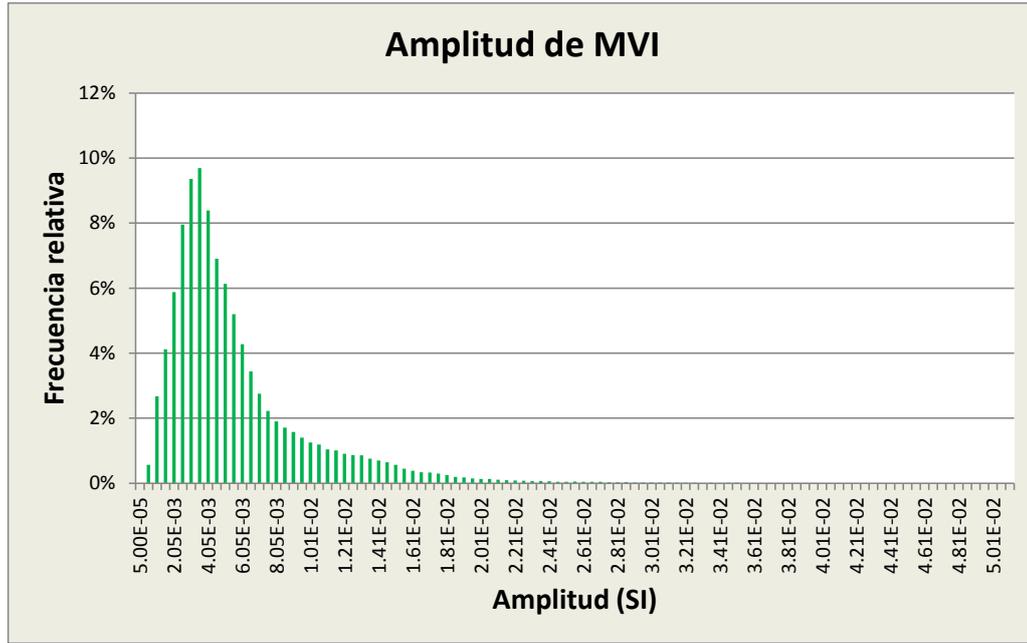


Figura 7.5. Histograma de amplitudes de la magnetización obtenida del MVI.

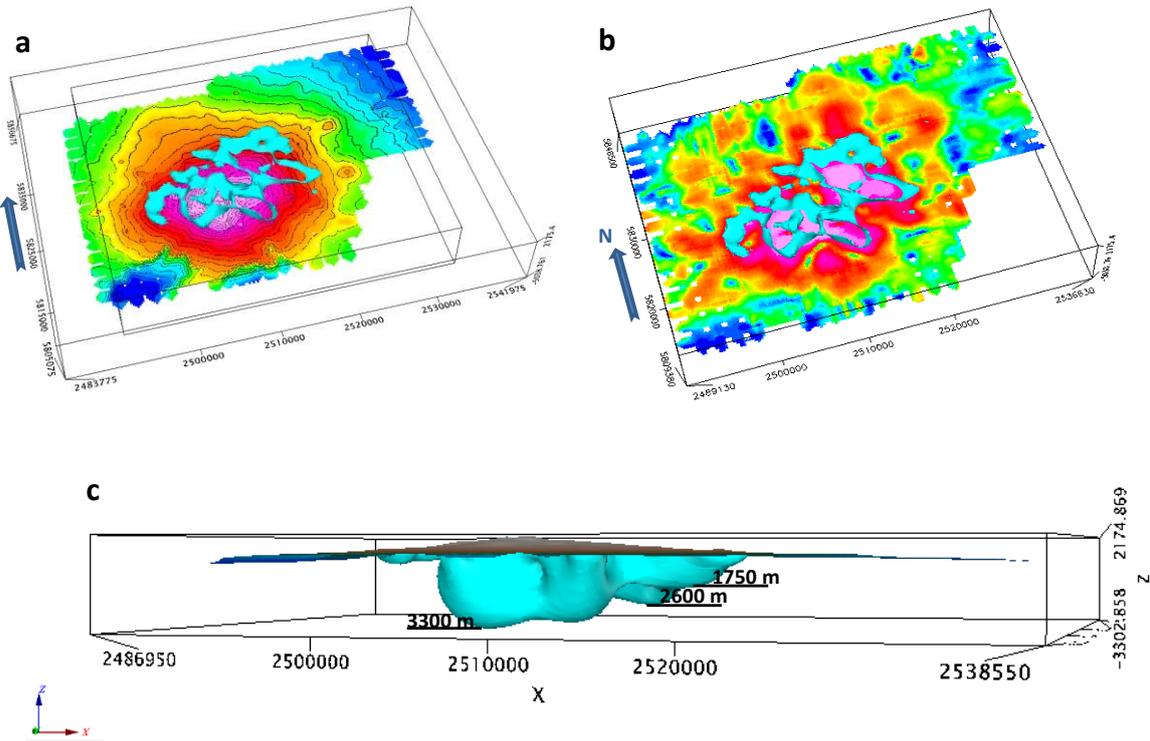


Figura 7.6. Isosuperficie de 0.012 SI que representa los cuerpos fuente de anomalía magnética (color celeste) sobre la topografía a); b) la misma isosuperficie que en a) sobre el mapa de señal analítica. c) Geometría de la isosuperficie de 0.012 SI en el cráter central del volcán. La superficie en el tope es la topografía. La dirección de z es positiva arriba del nivel medio del mar.

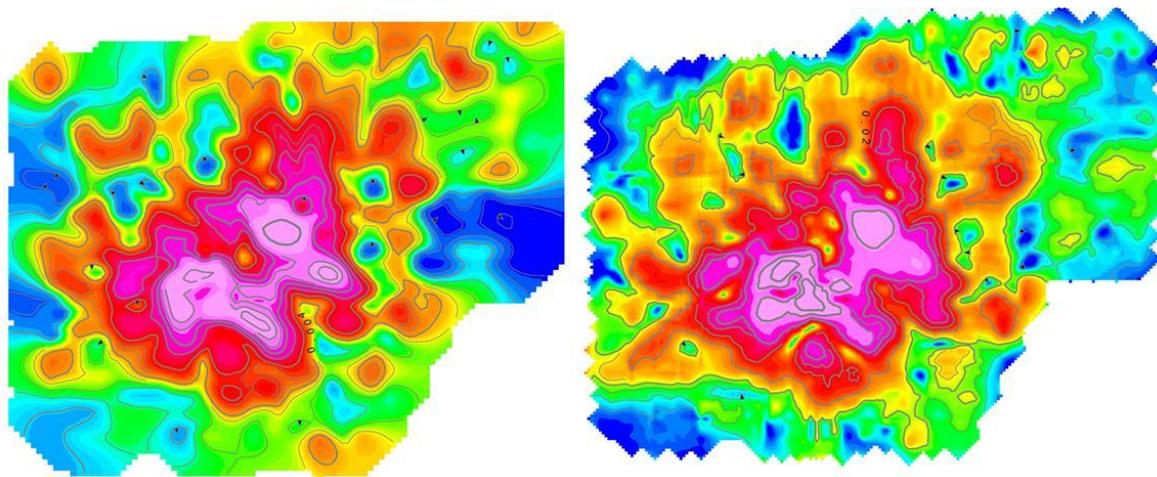
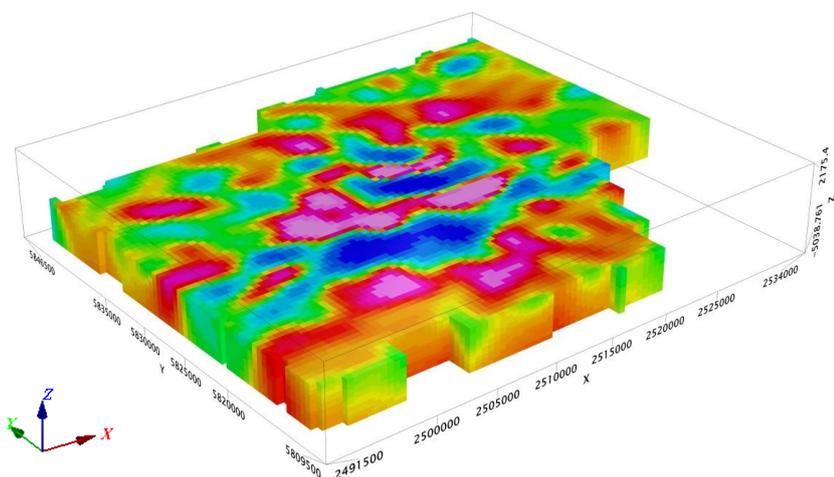


Figura 7.7. Amplitud del MVI y señal analítica en planta.

Eproy



Eperp

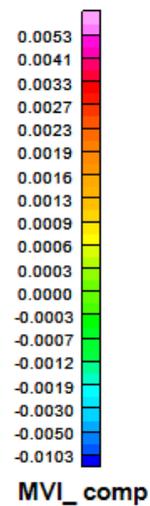
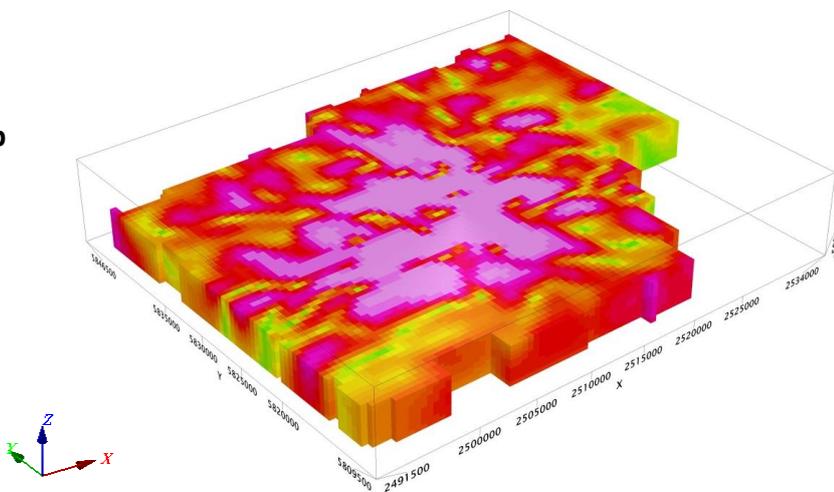


Figura 7.8. Componente proyectada Eproy y perpendicular Eperp de la inversión MVI.

7.3 Modelado directo 2.75D

El modelado bidimensional normalmente se realiza sobre perfiles atravesando lóbulos positivos y negativos de la anomalía, trazados en dirección perpendicular a los contornos de la misma (es decir en direcciones en las cuales el gradiente de la anomalía es significativo). En el caso en que se use la RTP (López-Lorea et al., 2011), como en el presente trabajo, se busca que el perfil incluya un máximo o mínimo. Cuando el corte geológico se extiende hasta el infinito sin variación en la dirección perpendicular, el proceso se describe como modelado bidimensional (2D). Se habla de modelado “dos y medio” dimensional (2.5D) cuando el tamaño de las fuentes en la dirección perpendicular al perfil es finito y es el mismo hacia uno u otro lado del perfil. Cuando estos bordes de las fuentes se ubican a distancias distintas del perfil, o el cuerpo fuente está inclinado respecto a la dirección del perfil, se conoce como modelado “dos y tres cuartos”-dimensional (2.75D).

El modelado 2.75D puede proveer soluciones razonables si está soportado por datos confiables y modelos geológicos previos. No obstante, una limitación para la construcción de modelos geológicos en general, es la carencia o escasez de datos de subsuelo que conduce a tener que extrapolarlos a partir de información medida en superficie. Aún usando información proveniente de perforaciones, se tiene la desventaja de que se dispone en forma local.

7.3.1 Modelado magnético de las anomalías del VAM

Es importante tener en cuenta que el objetivo final del modelado magnético es obtener información sobre la geometría y profundidad de las fuentes causantes de las anomalías principales restringiendo los valores de magnetización y susceptibilidad magnética dentro de un intervalo basado en datos paleomagnéticos o petrológicos (Blanco et al., 2006). Se considera que los sedimentos que forman parte de la secuencia sedimentaria son no-magnéticos (Blanco et al., 2003) mientras que la respuesta anómala obtenida, es producto de rocas ígneas en forma de diques, filones capa y coladas basálticas de superficie.

La estrategia seguida para modelar el campo de anomalías magnéticas del Auca Mahuida está relacionada a la complejidad del mismo. El primer factor de complejidad radica en la coexistencia de fuentes magnetizadas en campos directos e invertidos; el segundo se relaciona con el hecho de que dichas fuentes son muy cercanas unas de otras, en ocasiones superpuestas y agrupadas. Esta “coalescencia” de los efectos magnéticos de fuentes cercanas determina el campo de anomalías resultante. Las fuentes se ubican principalmente debajo del cráter central y las anomalías presentan un rango de longitudes de onda entre 1.5 km y 6 km aproximadamente. Como se vio en el Capítulo V, la profundidad de las fuentes detectables depende de los parámetros geométricos que definen la grilla aeromagnética, por ejemplo la altura de adquisición y la resolución espacial de los datos. En el caso de estudio, las longitudes de onda del campo de anomalías están asociadas a cuerpos ubicados a

profundidades someras e intermedias dentro de la secuencia sedimentaria, hasta 3.5 km (la profundidad del tope del basamento en este sector de la cuenca es de unos 5 a 6 km).

La elección de los perfiles se hizo sobre el mapa de anomalías magnéticas reducido al polo (Salem & Ali, 2016; Shirman, et al., 2015) con el propósito de resolver la estructura situada debajo del edificio central del volcán (figura 7.9). Estos modelos se ajustaron con los resultados obtenidos de la inversión magnética 3D (figura 7.10), los cuales permitieron acotar la extensión lateral y profundidad de los cuerpos usando como guía una sección del modelo tridimensional correspondiente al plano del perfil.

Los modelos se realizaron con el programa GM-SYS de Oasis Montaj™, versión 8.2, que ofrece una implementación de modelado directo 2.75D. Los cálculos que realiza están basados en las expresiones obtenidas por Talwani - Heirtzler (1964) (Apéndice B) y el algoritmo propuesto por Won & Bevis (1987). El programa permite cambiar las propiedades a lo largo de la dirección perpendicular a la traza del perfil - y , + y (figura 7.11). Se debe considerar no sólo el efecto de la fuente que está directamente en el plano del perfil sino también el efecto lateral de la anomalía a poca distancia, teniendo en cuenta que los efectos de las fuentes vecinas se superponen. En este sentido, la ventaja de los modelos 2.75D reside en que permiten restringir la magnetización a los cuerpos fuente, porque de lo contrario (modelos 2D) se estaría considerando un cuerpo más extendido a lo largo de la dirección de y de lo que en realidad es (si bien a lo largo de y el efecto de la fuente se atenúa). En estos modelos simples (figuras 7.12- 7.14) se logró un buen ajuste entre la anomalía observada y calculada, usando los valores de susceptibilidad magnética y magnetización descriptas en las tablas 7.1-7.3.

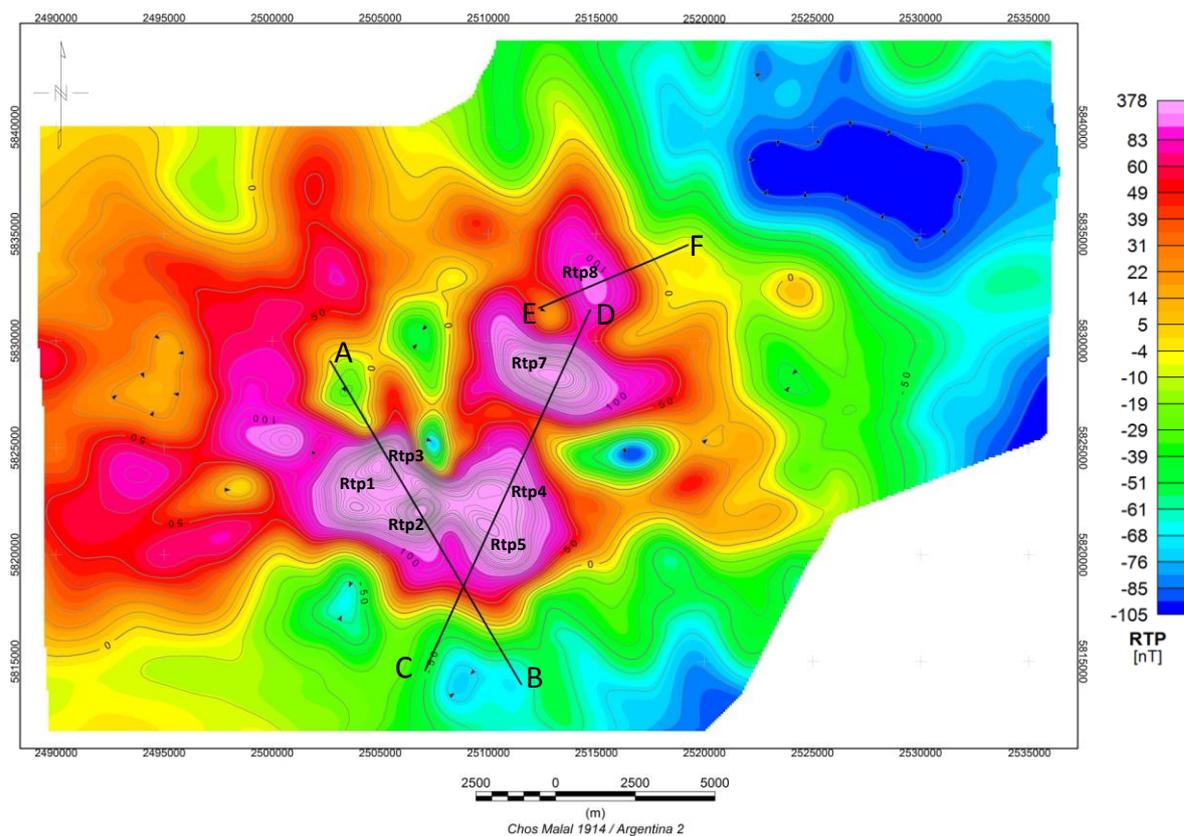


Figura 7.9. Perfiles AB, CD y EF sobre el mapa de anomalías reducido al polo con los efectos de magnetización inducida y remanente, para realizar modelado.

La inclinación y declinación magnética del campo magnético total se tomaron como 90° (polo norte magnético) y 0° , respectivamente.

Parámetros de entrada:

Campo magnético terrestre= 25177 nT

Inclinación magnética= 90°

Declinación magnética= 0°

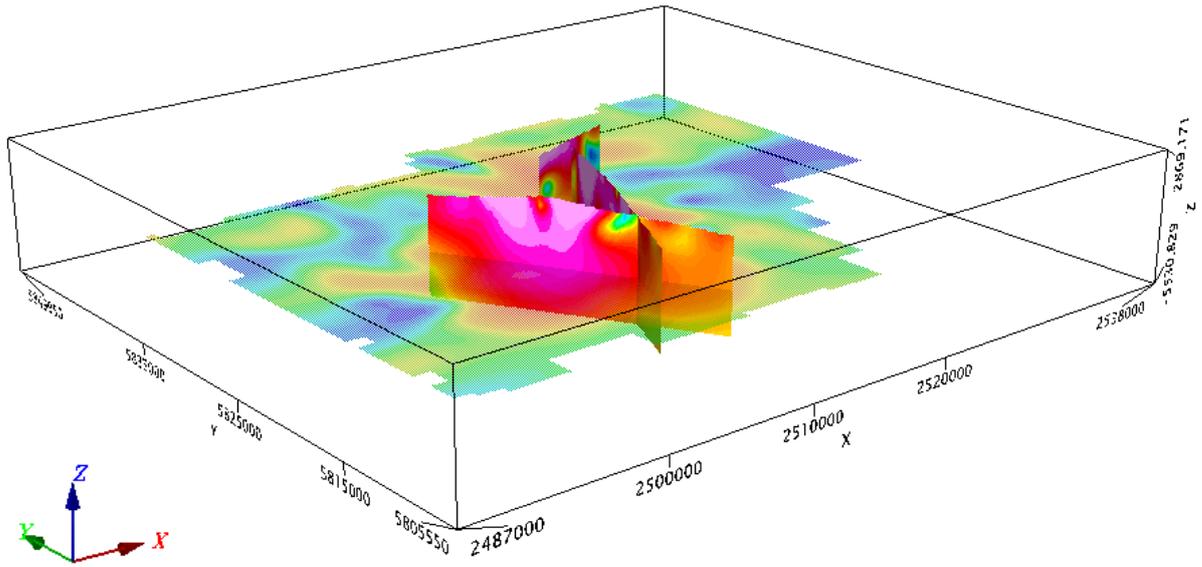


Figura 7.10: Perfiles para realizar modelado sobre el mapa de anomalías reducido al polo con los efectos de magnetización inducida y remanente.

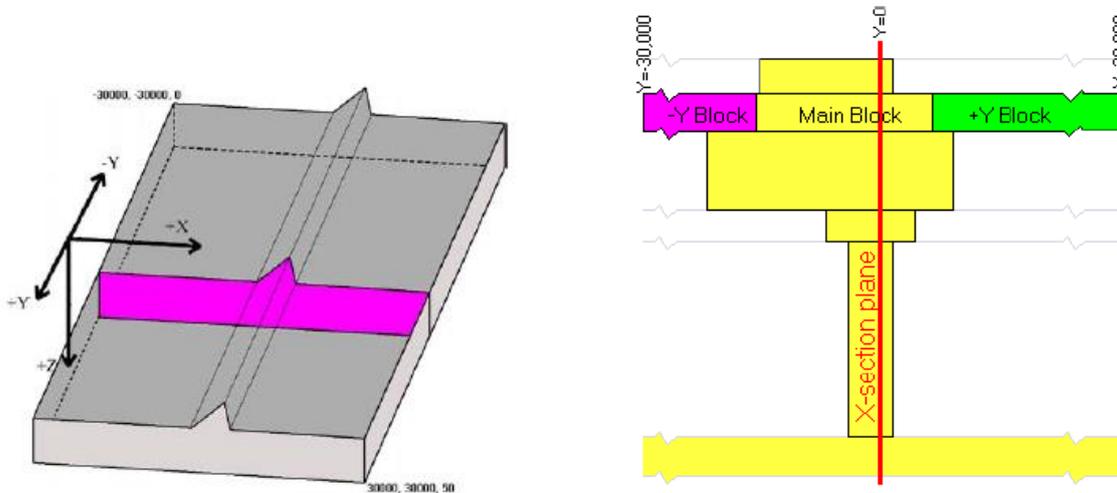


Figura 7.11: Convención de signos para modelado. Gráfico extraído de Geosoft.

Perfil AB: Orientación NO-SE. Este perfil modela las anomalías Rtp2 y Rtp3 y debe tener en cuenta el efecto de la fuente de las anomalías laterales Rtp1 (al oeste); Rtp4 y Rtp5 (al este).

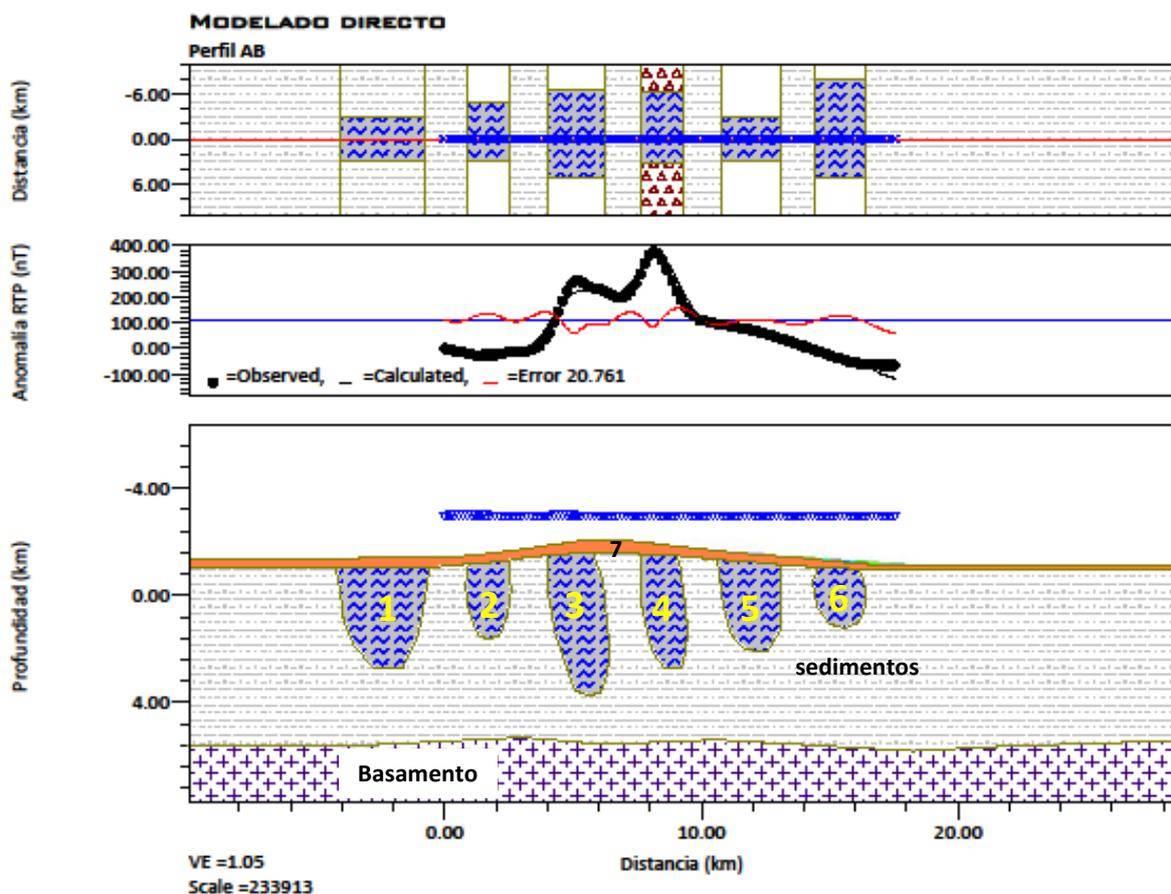


Figura 7.12. Modelo 2.75D sobre perfil AB representado en el mapa de la figura 7.9. De arriba hacia abajo: vista en planta de los cuerpos, cuya extensión lateral está expresada en km. Anomalia observada, calculada y curva de error (rojo). Modelado tomando en cuenta el modelo de inversión 3D (imagen superpuesta a los cuerpos) de la figura 7.10. A diferencia del modelado 3D, la dirección de z es positiva debajo del nivel medio del mar.

Tabla 7.1. Parámetros utilizados en el modelo del perfil AB.

CUERPOS	NOMBRE	M (A/m)	Susc (SI)	+Y (km)	-Y (km)
Basaltos sup	7	2	0.03	33	37
Rtp2	4	2.1	0.02	3.2	6.2
Rtp3	3	0.8	0.02	5.2	6.4
Igneo 1	2	0.9	0.0002	3	5
Igneo 2	5	1.1	0.001	3	3
Igneo 3	6	1	0.001	5	8
Igneo 4	1	1.1	0.002	3	3
Sedimentos	Sedimentos	0	0.0	500	500
Basamento	Basamento	0.5	0.004	700	700

Perfil CD: Orientación SO-NE. Este perfil modela las anomalías Rtp5, Rtp4 y Rtp7, el cual debe tener en cuenta el efecto de la fuente de las anomalías laterales Rtp3 y Rtp2 (al oeste).

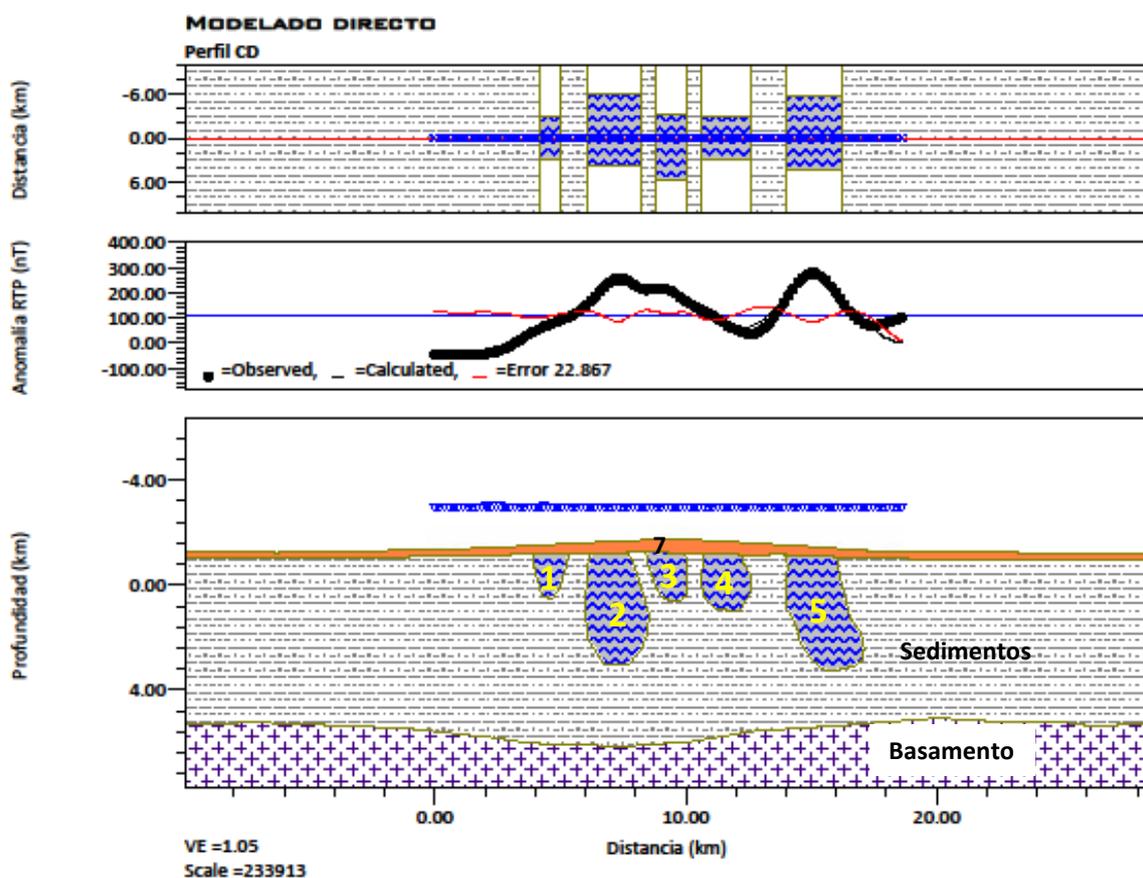


Figura 7.13. Modelo 2.75D sobre perfil CD representado en el mapa de la figura 7.9.

Tabla 7.2. Parámetros utilizados en el modelo del perfil CD.

CUERPOS	NOMBRE	M (A/m)	Susc (SI)	+Y (km)	-Y (km)
Basaltos sup	7	2	0.03	33	37
Rtp4	3	1.2	0.004	5.6	3.2
Rtp5	2	0.9	0.009	3.7	6
Rtp7	5	1.6	0.002	4.2	5.8
Igneo1	1	0.7	0.0025	3	3
Igneo2	4	0.2	0.0009	3	3
Sedimentos	Sedimentos	0	0.0	500	500
Basamento	Basamento	0.5	0.004	700	700

Perfil EF: Orientación SO-NE. Este perfil modela la anomalía Rtp8 y no existen fuentes laterales a considerar.

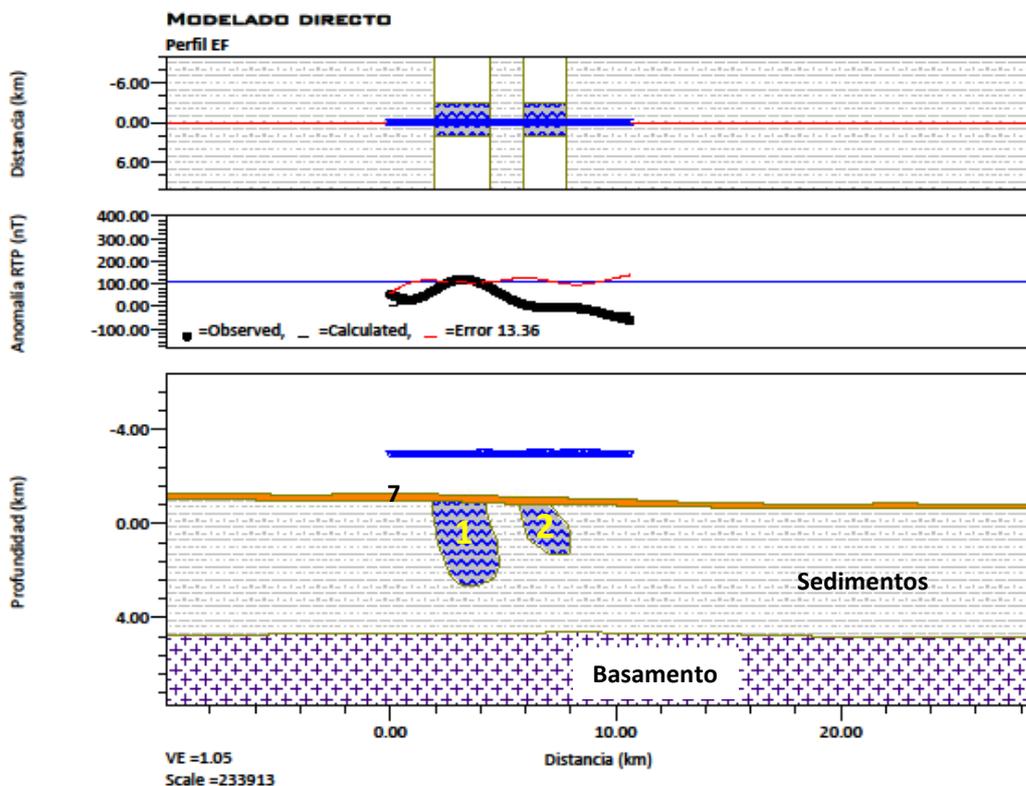


Figura 7.14. Modelo 2.75D sobre perfil EF representado en el mapa de la figura 7.9.

Tabla 7.3. Parámetros utilizados en el modelo del perfil EF.

CUERPOS	NOMBRE	M (A/m)	Susc (SI)	+Y (km)	-Y (km)
Basaltos sup	7	2	0.03	30	33
Rtp8	1	1	0.003	2	3
Igneo	2	0.1	0.003	2	3
Sedimentos	Sedimentos	0	0.0	500	500
Basamento	Basamento	0.5	0.004	700	700

7.3.2 Modelado 2.75 D gravi-magnetométrico de los datos del VAM

El objetivo de elaborar un modelo gravimétrico es obtener una imagen de la geometría y distribución de densidades del subsuelo, de modo que la respuesta gravimétrica se ajuste a las anomalías observadas. Debido a la no unicidad de los métodos potenciales, distintos modelos sobre un mismo perfil pueden dar la misma respuesta. Sin embargo, si se cuenta con información geológica y geofísica, se puede construir un modelo más confiable.

El modelo se construyó sobre la anomalía residual de Bouguer de la figura 6.11 d y la anomalía magnética sin reducir al polo de la figura 5.5 (Lince Klinger et al., 2014; Lince Klinger et al., 2015). Para ello se trazó un perfil con dirección NO-SE sobre una línea sísmica, el cual se extiende más allá de los límites de ésta (figura 7-15).

Se tomó la inclinación y declinación magnética que tiene en cuenta la magnetización por remanencia además de la de inducción.

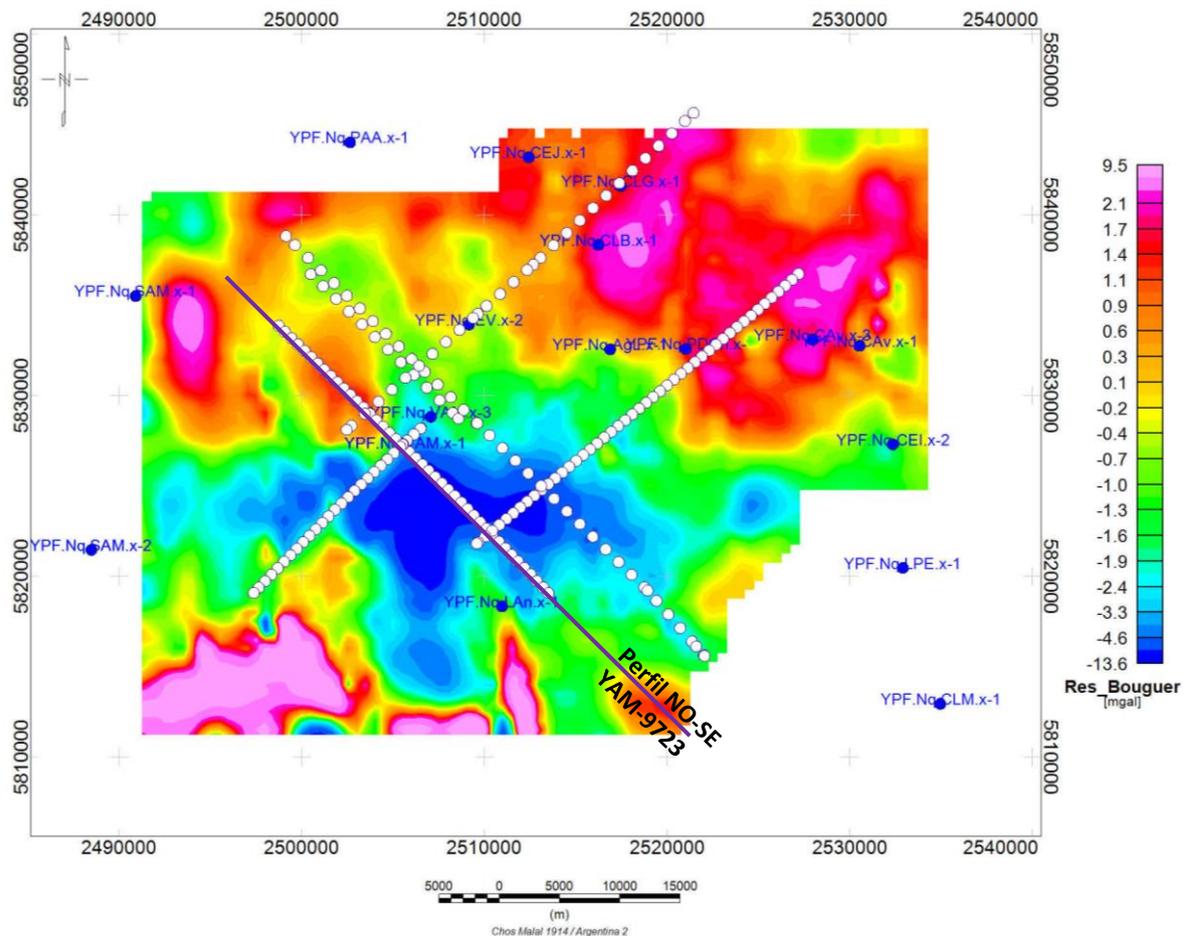


Figura 7.15 Sección NO-SE sobre línea sísmica YAM-9723 para modelado 2.75D (línea violeta). Los círculos blancos representan los puntos de explosión de las líneas sísmicas 2D reprocesadas en el área. El perfil gravi-magnetométrico es más extenso de lo que lo es la línea sísmica.

Parámetros de entrada:

Campo magnético terrestre= 25177 nT

Inclinación magnética= 38°

Declinación magnética= 177°

La asignación de las densidades se realizó en base al promedio de las medidas en pozos cercanos. Se modelaron dos capas del periodo Terciario-Cuaternario, denominadas *Basalto sup* y *Basalto central*, una capa de sedimentos correspondiente al Cretácico (Gr Neuquén, Rayoso y Mulichinco) y otra del Jurásico (Quintuco, Vaca Muerta, Tordillo y Auquilco), y material intruido en el conducto central del volcán, Dique 1 al 6 (figura 7.15). Además, se tuvo en cuenta el basamento. Las densidades utilizadas en el modelo están representadas en la tabla 7.4. Las profundidades de estas capas se pusieron de acuerdo a la información de los pozos del área.

El mapa gravimétrico es más suave que el magnético, es decir tiene menor contenido de alta frecuencia comparado con el magnético, lo cual dificulta el modelado conjunto como se observa en la figura 7.16. Por otro lado, no existe evidencia de correlación entre los datos gravimétricos y magnetométricos. El modelado gravimétrico sobre el perfil responde mejor que el magnético con un error de ajuste aceptable.

Tabla 7.4. Parámetros utilizados en el modelo del perfil gravi-magnetométrico.

CUERPOS	NOMBRE	Den (g/cm ³)	M (A/m)	Susc (SI)	+Y (km)	-Y (km)
Basaltos sup	7	2.75	2	0.03	33	37
Basalto central	8	2.35	2	0.03	15	15
Dique 1	1	2.44	0.02	0.02	3	5
Dique 2	2	2.45	0.1	0.006	3	5
Dique 3	3	2.44	0.2	0.02	3	3
Dique 4	4	2.39	0.01	0.0001	6	5
Dique 5	5	2.41	0.8	0.008	1	8
Dique 6	6	2.39	0.1	0.03	9	0.5
Cretácico	Cretácico	2.38	0	0	500	500
Jurásico	Jurásico	2.44	0	0	500	500
Basamento	Basamento	2.7	0.5	0.004	700	700

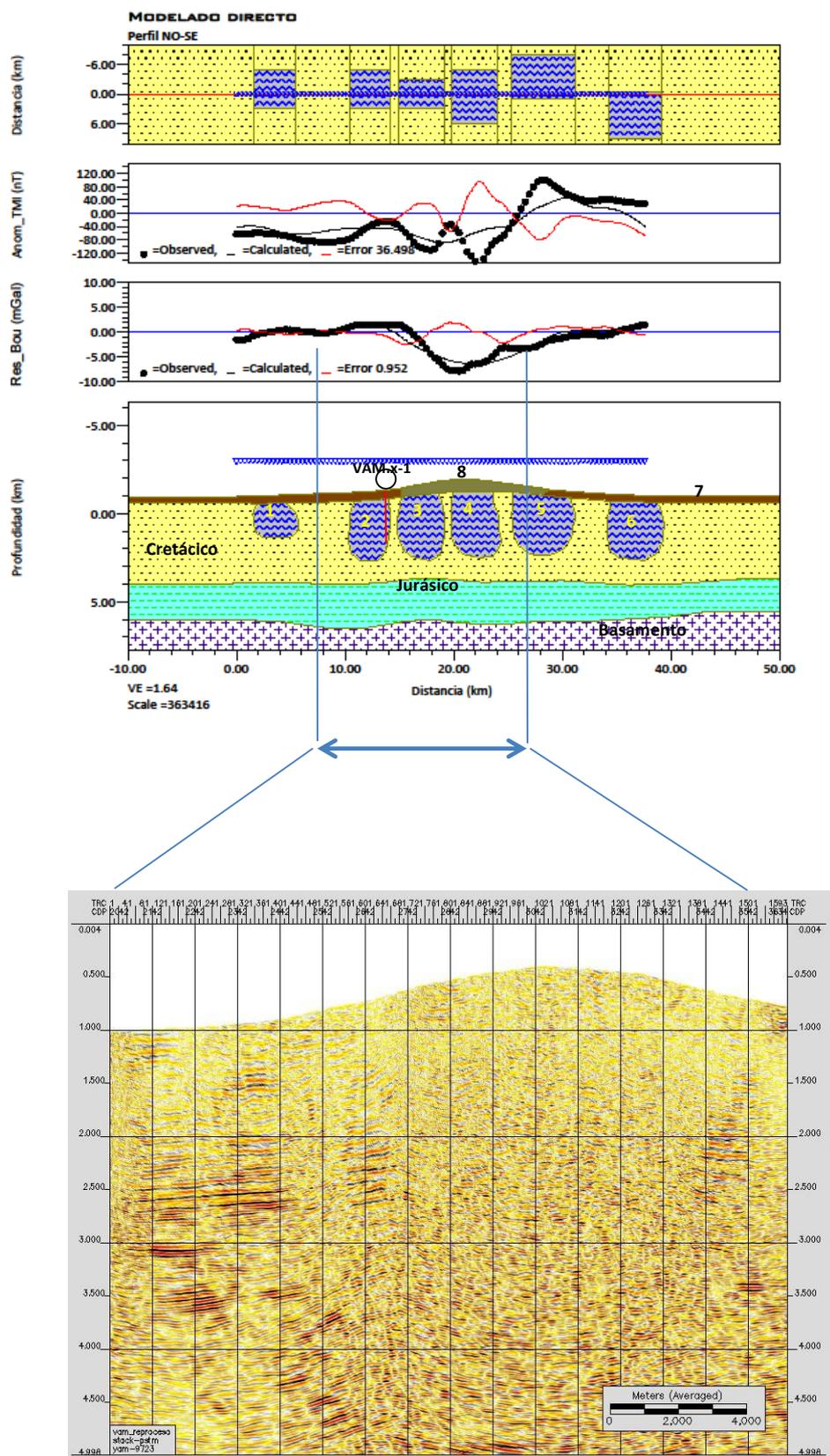


Figura 7.16 Modelo gravi-magnetométrico sobre perfil NO-SE de la figura 7.15. Proyección del pozo VAM.x-1 sobre el modelo. Cota del pozo: 1676 m sobre nivel medio del mar, profundidad final del pozo 3486 m. Debajo: Imagen de la línea sísmica YAM-9723 sobre la cual se realizó el modelo.

Al cuerpo central debajo del volcán, *Dique 1*, se le asignó una densidad más baja que la registrada para los cuerpos intrusivos en los pozos del área, para poder explicar el mínimo gravimétrico observado en los datos. Esto se explica por la presencia de gran cantidad de fracturas y el posible colapso del conducto central, como se mencionó en el Capítulo VI. A otro cuerpo ígneo en la ladera del volcán, *Dique 2*, se le ha asignado una densidad de 2.7 g/cm³.

Entre todos los parámetros geofísicos, la densidad de las rocas tiene un rango de variación pequeño. Los distintos flujos de lava que caracterizan al plateau tienen composiciones similares entre sí y a la de los cuerpos ígneos intrusivos, como se observa en las rocas provenientes de perforaciones. Las rocas piroclásticas, pómez y otras con densidades intrínsecamente bajas, constituyen un porcentaje muy pequeño del volumen total de los productos del volcán. Esto se traduce en la dificultad para discriminar unidades y estructuras dentro del complejo volcánico con gravimetría.

7.4 Resultados

- La máxima profundidad alcanzada por los cuerpos en los modelos magnéticos es 3.8 km bnm. Estos cuerpos aparecen agrupados en la zona central con una configuración pseudo-radial y elongados principalmente en la dirección NO-SE. Esta última orientación podría indicar que las estructuras intrusivas someras del volcán están controladas por las fallas de Entre Lomas (períodos Jurásico tardío y Cretácico Superior) de dirección NO-SE, las cuales afectan el basamento debajo del sector oriental del edificio volcánico (Ventura et al., 2012; figura 5.12).
- Teniendo en cuenta estos resultados, los cuerpos modelados en los perfiles 2.75D, se concentran debajo del crater central con una extensión en profundidad inferior a los 4 km. Estos resultados son consistentes con los cuerpos obtenidos del modelado de inversión MVI (figura 5.16).
- La respuesta producida por el modelo gravi-magnetométrico se debe principalmente a cuerpos fuente ubicados en los primeros kilómetros de la corteza.

CAPÍTULO VIII

DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES

En el presente capítulo se hace una síntesis de los resultados obtenidos a lo largo de este trabajo, integrando los resultados parciales más importantes que han sido desarrollados en los capítulos precedentes. Además, se discuten las distintas técnicas aplicadas en el análisis de los datos provenientes del área de estudio, que constituyen los pilares para el logro de los objetivos de esta tesis. Se muestra la eficacia de cada uno de los métodos y se ponen de manifiesto las limitaciones encontradas en este recorrido. Finalmente, se interpreta, desde el punto de vista geológico y volcanológico, el origen de las anomalías magnéticas y gravimétricas observadas en el volcán Auca Mahuida.

8.1 Discusión sobre los resultados

El hecho de trabajar en un área en la que se cuenta con información de subsuelo, condiciona y restringe los datos geofísicos y facilita su interpretación. Los pozos aportan información valiosa sobre la secuencia estratigráfica, sus características y geometría, la cual es útil para interpretar anomalías magnéticas y gravimétricas.

La estratigrafía local se puede subdividir en cuatro unidades principales: un basamento magnético, la secuencia sedimentaria no magnética, rocas magnéticas intrusivas y el plateau basáltico superficial magnético. Esta configuración permitió establecer una correlación entre las profundidades posibles de las fuentes magnéticas y gravimétricas y sus longitudes de onda locales y regionales.

Se pudo corroborar a partir de mediciones provenientes de perforaciones que el espesor de las coladas basálticas de superficie, alcanza aproximadamente 400 m en el conducto central del volcán y va disminuyendo hacia la periferia. Los cuerpos ígneos intercalados en la secuencia sedimentaria se alojan principalmente en las formaciones Quintuco-Vaca Muerta, Mulichinco, y el Grupo Cuyo. El espesor de estos cuerpos, comprobados en pozos exploratorios, varía entre los 70 y 140 metros. También se observa la presencia de rocas ígneas en otros niveles.

Desde el punto de vista magnético, la estimación de la profundidad de la isoterma

Curie es crítica, ya que a profundidades mayores, no habrá contribución de fuentes magnéticas. Las mayores temperaturas registradas en el área a profundidades de aproximadamente 4 km bajo nivel del mar, son del orden de 180° C, bastante menor que la temperatura de Curie para minerales como la magnetita, 580° C y hematita, 610° C. Se puede asegurar que los cuerpos de roca ígnea intruidos en la secuencia sedimentaria en esta porción de la cuenca, no están térmicamente desmagnetizados, como se espera además, por la edad del volcán, y son los que contribuyen a las anomalías magnéticas del mismo.

Las propiedades magnéticas de las rocas - magnetización remanente natural (MRN) y susceptibilidad magnética- son parámetros que intervienen en la elaboración de modelos geológicos a partir de anomalías magnéticas. Es importante contar con datos medidos además de valores típicos encontrados en la literatura, porque permiten construir modelos más realistas. Sin embargo, es habitual que estas mediciones se realicen en la superficie y no provengan de sondeos, lo cual constituye una limitación para la interpretación de los resultados. Incluso los datos en profundidad pueden no ser representativos ya que el proceso de extracción puede alterar las propiedades magnéticas, además de no reflejar la variabilidad espacial de dichas propiedades en escalas mayores.

La determinación de la intensidad, dirección de inclinación y declinación de la magnetización de las muestras recolectadas en el campo, permitió hacer hipótesis concernientes a las características magnéticas de las intrusiones, en particular por la presencia de cuerpos con magnetización reversa debajo del cráter central del volcán. La mayor parte de ellas se extrajeron de la zona del edificio central, tienen magnetización remanente elevada y el 65% presenta polaridad reversa (tabla 4.1). Suponiendo que estas muestras tienen edades similares a las determinadas en dataciones radimétricas de estudios previos (Kay et al., 2006; Ramos and Folguera, 2010), se puede afirmar que el vulcanismo se desarrolló principalmente dentro del Cron Matuyama en el que predomina polaridad reversa (entre los subcronos de Olduvai y Jaramillo, figura 4.8).

Como se mencionó en el Capítulo II, se conocen al menos tres fases magmáticas: Oligoceno- Mioceno Inferior, Mioceno Medio -Plioceno y la más reciente Plioceno-Pleistoceno Inferior. Sólo se ha podido establecer la polaridad de las rocas del último ciclo (rocas intrusivas someras y superficiales del plateau) de edades inferiores a 3 M.a. Si se tiene en cuenta que las rocas extrusivas están genéticamente relacionadas con las intrusivas del volcán, es razonable suponer que ambas tendrán la misma dirección promedio de magnetización. Hasta el momento no se tiene información paleomagnética de rocas más antiguas.

La magnetización de las rocas volcánicas es mucho mayor que la de las rocas sedimentarias y metamórficas (consideradas no magnéticas), con lo cual en una zona volcánica, el contraste de magnetización entre estas últimas y los cuerpos ígneos da origen a anomalías cuya intensidad y signo son controlados por la litología.

El campo de anomalías magnéticas del volcán Auca Mahuida (figuras 5.1) muestra un conjunto de fuentes con una magnetización predominantemente reversa, situado alrededor del cráter central con longitudes de onda en el rango de 1.5 a 5 km.

En el mapa de anomalía magnética regional (figura 5.11 a) se observa que el área del VAM se sitúa entre una zona de valores bajos del campo magnético cortical (sector occidental R4) y una zona de bajo gradiente (sector oriental). Hacia el noreste y sureste se ubican dos lóbulos positivos de longitud de onda larga en correspondencia con el levantamiento de rocas del basamento debido a la acción del fallamiento directo de Entre Lomas (Cristallini et al., 2009). Estas observaciones fundamentan que las longitudes de onda corta del campo de anomalías del VAM sean atribuidas a fuentes volcánicas. Si la lava fuese la fuente de las anomalías del campo medido, la intensidad de ésta última sería mucho más alta. Sin embargo, como se analizó anteriormente a través del cálculo del efecto topográfico de una capa de 2 A/m, las anomalías magnéticas observadas en el relevamiento local no se correlacionan con la topografía. Esto implica que las fuentes (intrusiones) se encuentran debajo del manto de lava y por lo tanto son significativas desde el punto de vista interpretativo volcánico-estructural.

Como se describió en el Capítulo V, el filtro de reducción al polo cuando se usa sólo la dirección del campo magnético terrestre, no logra transformar la anomalía TMI en una anomalía unipolar positiva o negativa, por lo tanto, no es el más apropiado para modelar el campo magnético del volcán Auca Mahuida. En cambio, si usamos la dirección del campo magnético actual para la inducción y la dirección de magnetización para la remanencia, se obtiene la transformación de la figura 5.6 b. Esta transformación funciona mejor para producir respuestas unipolares positivas, lo cual es consistente con la interpretación visual y las mediciones de las rocas.

Teniendo en cuenta los resultados de la aplicación del filtro de RTP, los modelos magnéticos 2.75D se construyeron sobre perfiles tomados en el mapa de anomalías reducido al polo con los efectos combinados de inducción y remanencia. El ajuste de las anomalías (observada y calculada) es aceptable si consideramos valores de susceptibilidad magnética acordes con los resultados determinados en las muestras, y la geometría de los cuerpos condicionada por la inversión 3D.

Los valores más altos de $|M|/H$ obtenidos de la inversión MVI son del orden de 0.02 SI. Estos valores corresponden a una magnetización de 0.8 A/m, tomando como campo de inducción el Campo Geomagnético de Referencia de la fecha del relevamiento (IGRF 2000). Los valores obtenidos de la inversión son muy bajos comparados con los medidos en las muestras de campo. La diferencia se puede explicar mediante tres factores. Por un lado, estas lavas presentan porciones de escoria en el tope y la base, lo cual reduce significativamente los valores de la magnetización del conjunto respecto a las porciones muestreadas (en su mayoría libre de escoria, tabla 4.1, Capítulo IV). Además, dado que el campo de anomalías es la suma resultante de los efectos de todas las fuentes, y puesto que la lava consiste en la superposición de capas, el efecto de la magnetización total es menor que el que se esperaría debido a la presencia de magnetizaciones con direcciones opuestas, las cuales se cancelarían entre ellas. Por último, la superficie del muestreo paleomagnético, el cual abarca sólo 170 km² (3.6 % de todo el plateau) en la parte central del volcán (figura 4.4), podría no estar representando a todas las unidades del área. Se puede argumentar entonces, que es muy

probable que la magnetización media de los productos volcánicos aflorantes del Auca sea menor que la medida en las muestras (Paine, et al., 2015).

Una cuestión relevante en todo estudio de métodos potenciales es establecer una correlación entre las anomalías magnéticas y gravimétricas. En general, se esperaría que las rocas ígneas intruidas en la secuencia sedimentaria tengan densidad y magnetización mayores. Sin embargo, existen ciertos factores físicos y tectónicos que pueden modificar ese contraste. La temperatura, alteración mineralógica, compactación, fracturas, son algunos ejemplos. En el caso de estudio, altos valores de susceptibilidad y magnetización no se corresponden con altas densidades. Las diferencias de densidad son muy pequeñas comparadas con las diferencias de susceptibilidades, por lo tanto, las respuestas de dos rocas con diferentes valores de densidad son menos conspicuas que las de dos rocas de diferente susceptibilidad.

El mínimo gravimétrico en el cráter central corresponde a una zona profundamente fallada y fragmentada donde la densidad original de las rocas se ha modificado como consecuencia de la actividad volcánica (ver Capítulo VI). De este modo se ha favorecido la intrusión de diques, lacolitos y filones capa; lo cual está de acuerdo con la presencia de un alto número de intrusivos encontrados en la inversión de los datos magnéticos y los filones capa identificados en la periferia del cráter mediante interpretación sísmica.

Las anomalías magnéticas son más angostas que las gravimétricas, por lo que estas últimas se interfieren más. El resultado es que el mapa gravimétrico es más suave que el magnético, con menor contenido de alta frecuencia comparado con el magnético. La anomalía de Bouguer del relevamiento de alta resolución (figura 6.5) muestra un mínimo relativo en el cráter del volcán. Desde este punto de vista, los datos magnéticos son representativos de fuentes de menor tamaño (longitudes de onda de 1 a 5 km) ubicadas debajo del cráter central formando una estructura intrusiva con forma de anillo. Los datos gravimétricos en el mismo sector, en cambio, indican una disminución general de la densidad en un volumen cortical más grande (longitud de onda de unos 15 km).

Como se mencionó anteriormente (Capítulo III), los datos sísmicos 3D existentes corresponden a la porción norte del volcán y no abarcan la zona del cráter. La interpretación de los horizontes sísmicos, y filones capa intruidos en la secuencia sedimentaria y fallas, describen el patrón de emplazamiento del magma dentro del volcán. La signature sísmica del tope de los filones, está caracterizada por una fuerte amplitud y relacionada a un alto contraste de la impedancia acústica entre su tope y la roca de caja. A veces se puede identificar, además del techo, la base y en general son concordantes con la estratigrafía (figura 6.24). La anomalía en amplitud está controlada fundamentalmente por el espesor del filón, el efecto de interferencia y en menor grado por la litología de la roca de caja y fluidos (Comeron et al., 2002).

Las consideraciones hasta aquí expuestas permiten formular una serie de conclusiones respecto a cómo el análisis e integración de los datos y resultados obtenidos han conducido a un mayor entendimiento de la estructura interna del complejo volcánico Auca

Mahuida. Esas conclusiones se exponen en la siguiente sección.

8.2 Conclusiones generales

La aplicación de los datos aeromagnéticos en el complejo volcánico AM permitió identificar y definir características estructurales, como fallas y fracturas, así como la distribución y extensión de sus productos. También permitió identificar cuerpos intrusivos o volcánicos que no afloran, asociados a los contrastes magnéticos con las rocas encajonantes. Los resultados más importantes se enumeran a continuación:

- La interpretación del campo de anomalías se enfocó principalmente en la caracterización de las fuentes mediante técnicas del modelado directo e inverso. El análisis de los resultados del modelado, junto con los datos complementarios disponibles, reveló que estas fuentes están probablemente relacionadas con cuerpos intrusivos asociados al sistema de alimentación del volcán el cual, a su vez, está controlado por el patrón estructural local y regional. Esa correlación también se evidencia en la orientación y geometría de las anomalías magnéticas reducidas al polo y por la distribución de los cuerpos fuentes obtenidos por el procedimiento de inversión; los cuales se alinean principalmente en la dirección de los principales rasgos estructurales.
- Como resultado del modelado se obtiene una estructura del sistema de conductos someros del volcán que se puede caracterizar como sigue. Un cuerpo intrusivo con forma de anillo debajo del cráter central, y una serie de otros cuerpos elongados en sentido NO-SE, seguramente controlados por fallas de Entre Lomas (períodos Jurásico tardío y Cretácico Superior) de la misma dirección a profundidades de hasta 3-4 km.
- Esta configuración de cuerpos ígneos con un patrón pseudo-radial tiene una clara correlación con la distribución de las principales anomalías magnéticas, como se mostró en detalle en el Capítulo V (cuerpos indicados con S1 a S10 en el mapa de señal analítica).
- La integración de los datos ha permitido ampliar la información sobre la estructura del sistema de alimentación del VAM y sobre las rocas ígneas intrusivas intercaladas en la secuencia sedimentaria. Estudios geomorfológicos y estructurales del campo volcánico (Ventura et al., 2012) sugieren que hubo una transición de vulcanismo monogénico a poligénico, ya que los depósitos piroclásticos de los conos están generalmente cubiertos por lavas provenientes del sector central. Esto sugiere una evolución del emplazamiento de cuerpos ígneos, que fueron inicialmente de tipo

dique y posteriormente de tipo filón capa en un ambiente tectónico en el cual se incrementó la compresión. Algunos de ellos fueron observados en algunas coronas de pozos.

- En las secciones sísmicas en zonas aledañas a la cima, se ha podido interpretar algunos filones capa intercalados en los niveles de las Formaciones Quintuco-Vaca Muerta.
- Fallas preexistentes sirvieron de conducto para el ascenso de magma el cual alteró las propiedades de las rocas sedimentarias vecinas. La formación de fracturas debido al calentamiento y posterior enfriamiento de los intrusivos y las rocas sedimentarias contiguas aumentó localmente la porosidad y permeabilidad, dando lugar a diferentes calidades de roca en el reservorio de hidrocarburos. Además, el vulcanismo probablemente contribuyó a la generación del hidrocarburo en la roca madre por efectos térmicos (Pángaro, et al., 2004; Vottero et al., 2005).
- La presencia de poros y vesículas influyen en la disminución de la densidad de las rocas, pudiéndose explicar los valores mínimos relativos obtenidos en los datos gravimétricos. El cutting de algunos pozos ubicados en la zona de este mínimo, describen a las rocas ígneas como traquitas, las cuales son rocas intermedias con densidades menores a los basaltos.

Es importante conocer la ubicación y profundidad en la que se encuentran emplazados los cuerpos fuente porque contribuye a interpretar las anomalías desde el punto de vista geológico. Sin embargo, la dificultad de conseguir una localización confiable de las fuentes, se debe a que las anomalías de interés tendrían que estar separadas de otras creadas por fuentes cercanas, pero en la naturaleza esto en general no ocurre.

La ubicación de las fuentes magnéticas obtenidas con los distintos métodos y su correlación se resume en el siguiente cuadro:

Tabla 8.1. Correlación entre fuentes magnéticas obtenidas con los métodos de RTP con inducción y remanencia (RTP_{i+r}), señal analítica (SA), y las anomalías modeladas con GMSYS (2.75D).

Correlación entre fuentes de anomalías		
RTP _{i+r}	SA	2.75D
I		
J	S1,S3	Rtp1, Rtp2, Rtp3
K	S2, S5	Rtp4, Rtp5
L	S7	Rtp7
M		

donde RTP_{i+r} , es la reducción al polo del efecto combinado de inducción y remanencia del campo de anomalías magnéticas del VAM, SA es la señal analítica y 2.75D son las anomalías modeladas con el software GMSYS de Geosoft.

En el siguiente cuadro se representa el rango de profundidades de los cuerpos obtenidos con las técnicas estudiadas a lo largo esta tesis, y su comparación con las profundidades de intrusivos observadas en el pozo VAM.x-1 (figura 6.26).

Tabla 8.2. Profundidad de los cuerpos magnéticos obtenidos a partir de la aplicación de las técnicas utilizadas en este capítulo. La profundidad está dada en kilómetros respecto del nivel medio del mar (nmm), positivo hacia arriba y negativo debajo.

Profundidades obtenidas en km (nmm)					
Profundidades	Espec. Pot. Radial	Euler	MVI	2.75D	pozo VAM.x-1
Mínimas	-0.8	-2	-0.5	-1.5	-0.3
Máximas	1.8	0.5	4	4	2

La metodología llevada a cabo en el tratamiento de los datos aeromagnéticos y aerogravimétricos consistió en la aplicación de adecuadas técnicas de análisis para la caracterización y distribución de las fuentes magnéticas y gravimétricas. En términos generales se puede afirmar que los métodos de análisis de anomalías magnéticas y gravimétricas se han mostrado aptos para caracterizar la geometría del sistema de conductos someros del volcán en estudio, y para estimar la profundidad de cuerpos ígneos que, en zonas volcánicas, pueden formar parte de sistemas de reservorios de hidrocarburos.

APÉNDICE A

Descripción litológica de pozos del área de estudio que atraviesan cuerpos ígneos

POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq. AgL.x-1 Cota: 1177 msnm x: 2516884 y: 5832554	Rayoso	1199.5	368.5	Alternancia de areniscas y limoarcilitas.
	Centenario Superior	1568	268	Secuencia representada por areniscas y arcilitas
	Centenario Inferior	1836	426	Areniscas con intercalaciones de arcilitas delgados niveles de caliza oolítica
	Mulichinco	2262	130	Areniscas con intercalaciones de arcilita delgados niveles de caliza hacia la base
	Quintuco	2392	258	Representada principalmente por calizas, arcilitas y areniscas. Roca ígnea: 2436-2440, 2455-2458 y 2458-2459 mbbp Primera carrera con corona en el tramo 2405-2414 mbbp.
	Vaca Muerta	2650	205	Representada por margas con intercalaciones de calizas, arcilitas, limolita y limoarcilitas. Roca ígnea en los tramos: 2657-2669.80, 2678.80-2702, 2823-2862 mbbp representados por un gran número de intrusiones en gral de pequeño espesor. Segunda carrera con corona en el tramo 2661.80-2669.80 mbbp. Tercera carrera con corona eb el tramo 2669.80-2678.80 mbbp.
	Tordillo	2855-2900	?	Areniscas con intercalaciones de arcilita y marga. Roca ígnea en el tramo 2862-2865 mbbp. No encontré la profundidad final de perforación.
POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.CEI.x-1 may-91 Cota: 849 msnm y: 2531892 x: 5824686	Complejo efusivo Eógeno	superficie	17	Basalto Sacado del parte de Perforación (última carpeta en la MDU de este pozo)
	Gr. Neuquén	17	947	Areniscas conglomerádicas y pelitas depositadas en diferentes subambientales dentro de un ambiente continental.
	Rayoso	964	250	Alternancia de arcilitas y areniscas.
	Centenario Superior	1214	244	Espesa secuencia arenosa de origen continental, en cuya base destaca un banco de arcilita y niveles más degados en la totalidad del intervalo.
	Centenario Inferior	1458	362	Tres secciones: Cuspidal C (1605-1458 mbbp) : importantes bancos de psamitas. Intermedia B (1710-1605 mbbp) : areniscas, delgadas y escasas intercalaciones de pelitas y calcáreas. Basal A (1829-1710 mbbp) : areniscas y escasos niveles pelíticos.
	Mulichinco	1820	88	Sedimentos arenosos, destacándose finas intercalaciones pelíticas.
	Quintuco-Vaca	1908	503	Mitad inferior de la unidad : Depósitos de origen marino, donde se destacanniveles de marga y arcilitas calcáreas que gradan a calizas arcillosas. Intrusivos ígneos con espesores de 25 a 70 m. Mitad superior : Niveles calcáreoscon delgadas intercalaciones de pelitas. Intrusivo ígneo (corona 3). Filón: por perfil 2302-2272 mbbp Filón: por perfil 2066-2040 mbbp
Tordillo	2411	51.5 parcial	Areniscas de génesis continental (eólico fluvial subordinado)	

POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.VAM-7 feb-00 Cota: 1514.94 msnm y: 2507352.90 x: 5828241.90 CORONA SIN INTRUSIONES	Centenario Inferior	?	94 m de espesor atravesado	Facies samíticas principalmente (areniscas finas) intercaladas con pelitas (arcillita) y algunos paquetes de toba arenosa y un filón de roca ígnea. El control geológico comienza en Fm Centenario
	Mulichinco	2394	145	Samitas (arenisca fina). Intercalaciones con algunas calizas. Se perforó con testigo corona de 2452 a 2465.50 mbbp
	Quintuco	2539	51 esp. atravesado sin observar su base formal	Secuencia representada por un paquete carbonático, constituido principalmente por caliza-caliza arenosa. Alternancia de delgados niveles pelíticos (arcillita). Prof. final de perforación: 2590 mbbp
POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.VAM.e-9 Cota: 1763 msnm y: 2511110 x: 5824528 SIN CORONA CUTTING	Basaltos terciarios	superficie	354	Roca volcánica Intercalan escasas areniscas Inicia control geológico desde superficie
	Gr. Neuquén	354	1044	Arcillitas Areniscas Muestreo de cutting cada 5 m dese 628 hasta 1000 mbbp
	Rayoso	1398	537	El tramo superior está compuesto por arcillitas y limoarcillitas y en menor medida por areniscas. Dos filones de roca ígnea: 1705 hasta 1768 mbbp (63 m de espesor) y desde 1830 a 1893 mbbp (63 m de espesor). Muestreo de cutting cada 3m desde 1000 hasta 2225 mbbp
	Centenario Superior	1935	291	Arenisca Delgadas intercalaciones de arcillita En la base se destacan dos cuerpos: uno de toba arenosa y otro de arcillita. Se muestrean los filones ígneos cada 2 m
	Centenario Inferior	2226	436	Arenisca Intercalaciones de arcillita Delgado nivel de toba Intercala en la base arenisca dolomítica y arenisca arcillosa, terminando con un nivel de limolita Muestreo de cutting cada 2 m desde 2225 hasta 2835 mbbp
	Mulichinco	2662	143	Arenisca
	Quintuco	2805	32	Secuencia calcárea compuesta por caliza dolomítica, caliza arenosa, caliza. Prof. Final: 2837 mbbp
POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.VAM.a-10 Cota: 1537.39 msnm y: 2508587.63 x: 5828075.57 NO HAY CORONA	Gr. Neuquén	510	575 parcial controlado	Secuencia continental que está representada por intercalaciones de areniscas, limoarcillitas, arcillitas y conglomerados. Inicia control geológico en 510 mbbp.
	Rayoso	1085	576	Arenisca, limoarcillitas y arcillitas intercaladas durante toda la formación. Roca ígnea (1406-1436 y 1649-1661)
	Centenario Superior	1661	280	Representada por areniscas, arcillitas y rocas ígneas que intercalan a lo largo de toda la formación. Manifestaciones de hidrocarburos.
	Centenario Inferior	1941	477	Sucesión monótona de areniscas, arcillitas y limoarcillitas en toda la formación, con algún nivel de toba (2330-2333 mbbp).
	Mulichinco	2418	145	En los primeros 10 m del techo de la formación intercalan limoarcillitas, areniscas calcáreas y delgados niveles de dolomita. A partir de este nivel, predominan areniscas con intercalaciones de arcillitas primero y limoarcillitas hacia la base.
Quintuco	2563	47 parcial	Calizas: en los primeros 4 m son de tipo wackstone-packstone, limoarcilloso, luego hasta fondo de pozo son packstone-grainstone, Prof. Final (Fondo de pozo): 2610 mbbp.	

POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.CLB.x-1 may-95 Cota: 1017msnm y: 2516240 x: 5838327	Basaltos	superficie	100 aprox.	Coladas basálticas
	Gr. Neuquén	100	1001 aprox.	No se ha podido ajustar el espesor con precisión debido a que se desconoce la potencia de los basaltos que la sobreyesen.
	Rayoso	1101	250	Se reconocen dos secciones: <u>Inferior</u> : alto contenido de litologías finas (limolitas y areniscas finas subordinadas). <u>Superior</u> : predominancia de gruesos y arcillitas subordinadas.
	Huitrín	1351	45	Discordancia estratigráfica mediante la que continúa la Fm. Huitrín, debido a su posición próxima al borde oriental deposicional. Se compone de arcillitas y areniscas. Culmina la unidad con un delgado nivel de caliza fosilífera consolidada.
	Fm. Agrío Miembro superior (Centenario Sup)	1396	302	Desarrolla desde su base un evento transgresivo (25m) sobre el que apoya un cuerpo de areniscas calcáreas. Continúa nivel de caliza arenosa y hacia arriba se apila una espesa secuencia de arenisca. Culmina la secuencia con un banco pelítico con intercalaciones de arenisca y caliza.
	Fm. Agrío Miembro inferior (Centenario Inf)	1698	415	Tres secciones, desde la base: <u>Sección A</u> : desde la base evoluciona con un intervalo transgresivo pelítico basal de 26 m de espesor, sobre el cual se amalgaman arenosos (barras offshore) de buen espesor. <u>Sección B</u> : interdigitaciones de areniscas y pelitas. <u>Sección C</u> : intercalación de cuerpos arenosos, pelíticos y saltuarios niveles calcáreos.
	Mulichinco	2113	162	De base a techo desarrolla areniscas finas a gruesas que intercalan con pelitas. Hacia la base se presentan delgados filones ígneos. Hacia la parte media intruye otro cuerpo ígneo de 23 m de espesor. La sección superior consta de areniscas. Cuarta carrera con corona 2265/2272 mbbp.
	Quintuco	2275	210	Arcillitas y limoarcillitas, en parte margosas, con intercalaciones de delgados bancos calcáreos, que hacia el techo evolucionan a calizas compactas de baja energía (tipo mudstone y wackestone). Hacia el techo intruyen cuerpos ígneos de escaso espesor.
	Vaca Muerta	2485	182	Margas. Hacia la base intruyen filones ígneos. Se realizó la quinta carrera con corona.
Tordillo	2667	11.5 parcial	Se atravesaron 11.5 m de areniscas. Prof. Final: 2678.5 mbbp/-1661.5 msnm	
POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.EV.x-2 mar-01 Cota: 1227 msnm Y: 2509144 X: 5833918	Gr. Neuquén	505	597 parcial	Alternancia de arcillitas y limoarcillitas areniscas El perfil geológico comienza en los 505 mbbp Cutting cada 5 m hasta prof de 1800 mbbp y cada 2 m hasta prof final
	Rayoso	1102	421	Areniscas que gradan por tramos a vaques intercalan arcillitas
	Centenario Superior	1523	293	Areniscas Intercalan delgados niveles de arcilita/limoarcillitas Hacia la base hay predominio de pelitas y aislados niveles de caliza arcillosa (mudstone).
	Centenario Inferior	1816	430	Desarrollo arenoso con intercalaciones de niveles pelíticos En menor proporción y en forma aislada intercalan calizas-calizas arenosas y yeso.
	Mulichinco	2246	148	Secuencia arenosa Intercalan delgados niveles pelíticos
	Quintuco-V. Muerta	2394	628	Secuencia calcáreo-pelítica, donde se pueden diferenciar dos secciones bien definidas: <u>Superior (2394-2515 mbbp)</u> : en la parte superior intercalan niveles de arcillitas y hacia la base se incrementa el contenido arcilloso predominando términos packstone a mudstone. <u>Inferior (2515-3050 mbbp)</u> : compuesta principalmente por margas. En forma aislada se presentan arcillitas calcáreas y calizas arcillosas. En gran parte de su desarrollo las pelitas se encuentran intruídas por cuerpos ígneos (ácidos), con espesores variables, desde filones capa (20 m aprox) a apófisis de reducido espesor (50-60 cm).
Tordillo	3022 sin determinar la	131 (MD) parcial	Se compone exclusivamente de psamitas Prof. Final por perforación: 3150 mbbp Prof. Final por perfilaje: 3153 mbbp	

POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.VAM.x-2 feb-92 Cota: 1571 msnm y: 2510198 x: 5828105	Terciario	superficie	230	Basalto
	Gr. Neuquén	230	900	Fangolita, areniscas y conglomerados Filones capa
	Rayoso	1130	460	Areniscas y arcilitas conglomerados Filones capa
	Fm. Agrio Miembro superior	1590	330	Areniscas y arcilitas Filones capa
	Fm. Agrio Miembro inferior	1920	425	
	Mulichinco	2345		Areniscas Arcilitas Filones capa
	Quintuco	2665	285	Calizas y arcilitas areniscas Filones capa
	Vaca Muerta	2950	320	Calizas y margas Filones capa
Tordillo	3270		Arenisca Prof. Final: 3300 mbbp	
POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.VAM.x-3 Cota: 1467 msnm y: 2507062 x: 5828818 NO HAY CORONA	Basaltos + Tobas asociadas	superficie	310	
	Gr. Neuquén	310	866	Secuencia clástica, continental, con predominio de areniscas Control geológico comenzó a los 500 mbbp
	Rayoso	1176	428	Predominan areniscas intercaladas con limolitas
	Centenario-Agrio	1604	305	Areniscas de composición cuarzosa Participan arcilitas y limoarcilitas
	Centenario- Agrio	1909	441	Idem anterior. Delgados niveles de caliza dolomítica. Un banco de conglomerado. En la parte inferior cuenta con la presencia de dos filones capa. Testigo corona: Agrio/Centenario (sección inferior) 2203- 2194 mbbp
	Mulichinco	2350	149	Areniscas Delgados niveles de calizas y arcilitas
	Quintuco-Vaca	2499	708	Fm. Quintuco está representada principalmente por calizas, arcilitas calcáreas y areniscas calcáreas Niveles ígneos intruyendo la secuencia: Filón ígneo en el tramo 2707-2717 mbbp Filón ígneo en el tramo 2768-2775 mbbp Filón ígneo en el tramo 2861-2867 mbbp Fm. Vaca Muerta con margas estuvo también intruída por filones. Los filones ígneos se concentran en el tramo 2918-3167 mbbp y están representados por un gran número de intrusiones en gral de pequeño espesor, excepto en la parte inferior donde se destaca un cuerpo ígneo entre 3108-3116 mbbp. En el tramo 3154-3169 de Vaca Muerta se observa una anomalía en el filón. El sónico muestra retardo en el tiempo de tránsito y se observa una caída de la resistividad. Existe una caverna que se le atribuye a una alteración del filón en ese tramo.
	Tordillo	3207	213	Areniscas
Auquilco	3420	parcial	Anhidrita Intercalación calcárea en el tramo 3524-3535 mbbp Testigo corona: Auquilco 3535-3544 mbbp Prof. Final por perforación: 3618 mbbp Prof. Final por perfil: 3627 mbbp	

POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.VAM-15d pozo dirigido marzo-abril 2002 Cota: 1700.89 msnm coord boca de pozo y: 2509112.33 x: 5826250.76	Rayoso	1792 inicia control geol	30 (MD) parcial	Arcilita con alternancia arenisca fina El control geológico se inició en 1792 mbbp
	Centenario Superior	1822	289 (MD)	Arenisca fina con intercalaciones de arcilita
	Centenario Inferior	2111	467 (MD)	Arenisca fina intercaladas por arcillitas cortan la secuencia 2 filones de roca ígnea
	Mulichinco	2577	155 (MD)	Arenisca fina, en algunos sectores participacion de material tobáceo que intercalan con paquetes pelíticos (arcilita) También intercala un banco carbonático de caliza arenosa en el tramo del medio. Como producto de vulcanismo posterior, se encuentra intruída por filones de roca ígnea. Filon 1 2616.49- 2618.80 Filon 2 2604.04- 2604.37 Filon 3 2601.11- 2601.22 Filon 4 2598.33- 2599.23 Filon 5 2588.90- 2589.69 Cuatro carreras con corona de 9 m c/u, desde 2578 a 2614 mbbp.
	Quintuco	2736	49 (MD) parcial	Sección superior: secuencia carbonática arcillosa (arcilita calcárea, caliza arcillosa) Prof. Final: 2785 mbbp (MD) Terminó pozo en Quintuco
POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.VAM-28d pozo dirigido mayo-junio 2002 Cota: 1851.28 msnm coord boca de pozo y: 2507692.39 x: 5825594.09	Rayoso	1421 (según perfil)	373 (MD)	Toba arenosa Filón ígneo Arena Fina Se reinicia control geológico en 1780 mbbp
	Centenario Superior	1794	400 (MD)	Arenisca Fina Roca ígnea Toba Esta unidad se encuentra intruída en casi su totalidad por filones
	Centenario Inferior	2194	464 (MD)	Arenisca fina intercaladas con arcilita. Intercalan dos filones ígneos
	Mulichinco	2658	252 (MD)	Arenisca fina Arcilita Filón de roca ígnea Corona de 18 m (2814-2840 mbbp)
	Quintuco	2910	41 parcial de lo atravesado	Arcilita calcárea Arenisca calcárea Caliza Prof. Final s/perforación: 2947 mbbp Prof. Final s/perfil: 2951.50 mbbp Termina pozo en Quintuco
POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.VAM.a-33 pozo dirigido Cota: 1453.29 msnm y: 2509079.96 x: 5829767.96 CORONA SIN INTRUSIONES	Gr. Neuquén	506	689 (MD) parcial	Arcilita 506 mbbp inicio del control geológico
	Rayoso	1195	471 (MD)	Arenisca Filón ígneo 1520-1530 mbbp (muy alterado)
	Centenario Superior	1666 (según perfil)	311 (MD)	Arenisca Intercala arcilita
	Centenario Inferior	1977	455 (MD)	Arenisca Intercala arcilita Calizas oolíticas Filones ígneos
	Mulichinco	2432	159 (MD)	Arenisca Intercalaciones de arcilita Dolomita
	Quintuco	2591	44 (MD) parcial	Secuencia de pelitas, por sectores calcáreas (Arcilita y limolita calcárea) intercaladas por paquetes carbonáticos (caliza arcillosa) Prof. Final: Por perforación 2633 mbbp Prof. Final: Por perfil 2633 mbbp

POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.Lan.x-1 abr-81 Cota: 1458 msnm y: 2510960 x: 5818340 CORONA SIN INTRUSIONES	Cubierta basáltica	superficie	214	Basalto
	Gr. Neuquén	214	1037	Areniscas con matriz arcillosa Componentes subordinados de caliza y arcilita tobácea.
	Rayoso	1251	129	Secuencia continental, constituida por alternancia de arenisca
	Centenario	1380	1065	Gran progradación continental que con forma de abanico, va traslapando sucesivamente las facies marinas de las formaciones Mulichinco, Agrio y Huitrín. Compuesta esencialmente por sedimentos clásticos alternan arcilita y limolita
	Mulichinco	2445	145	Facies predominantemente clástica de ambiente continental (fluvial). En su tope se presenta un paquete arcilloso de amplia extensión areal, que hacia el N y O aumenta su espesor y cambia de litología para pasar a representar la base de Centenario. Litología está compuesta por arenisca, con intercalaciones de dos paquetes de 50 y 70 cm de arcilita con finos niveles arenosos. Testigo corona en el intervalo 2454-2463 mbbp
	Quintuco-Vaca	2590	669	<u>Sección inferior</u> (3259-3009 mbbp): pelítico-margosa que comprende a la Fm. Vaca Muerta y el miembro inferior de la Fm. Quintuco. <u>Sección superior</u> : Representa al miembro medio y superior de dicha formación, con interface transicional entre los mismos. En su base hay pelitas y hacia su tope hay más energía depositándose calizas, alternando con finos niveles de arcilita. Finaliza con bancos de arenisca calcárea que gradan a caliza arenosa y fangolita. Unidad atravesada por varios filones capa de pórfidos, de composición variada. Testigos corona en los intervalos 2854-2863 mbbp y 2745-2754 mbbp
	Tordillo	3259	211	Areniscas
Auquilco	3470	43 parcial	Se atravesaron solamente 43 m de esta unidad Facies evaporítica constituida por anhidrita y yeso blanco masivo. Prof. Final: 3513 mbbp	
POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.LPE.x-2 oct-85 Cota: 845 msnm y: 2531150 x: 5819800	Gr. Neuquén	bp	1065	Depósitos continentales.
	Rayoso +Centenario	1065	994	La sección basal de 84 m presenta areniscas con intercalación de de pelitas. El tope de esta sección lo define un banco de caliza. Por encima se desarrolla una alternancia de areniscas con delgados niveles de limoarcilita. El límite superior de la unidad, lo marca la presencia de un cuello pelítico-limoso de buen desarrollo areal, con el cual se inicia la sedimentación del Grupo Neuquén. El tramo arcilloso se halla desvinculado de las sedimentitas del Ciclo Andico por un evento erosivo (Discordancia Intersenoniana). El nivel arenoso presenta un marcado carácter continental, no pudiendo diferenciarse de la unidad subyacente (Fm. Centenario) en la presente posición de la cuenca. Razón por la cual se las estudia en conjunto.
	Quintuco-Vaca	2059	492	Cuatro secciones (desde la base): 1- Basal: margas, intercalándose con delgados niveles de caliza de variable contenido arcilloso. En la porción media se atravesó una roca ígnea filoniana de aprox. 10 m de espesor. 2- Secuencia sedimentaria de limoarcilitas intercalándose hacia el techo bancos de caliza. Cuerpo carbonático de 25 m de espesor en el tope de la sección. 3- En la porción basal presenta limoarcilitas, con escasas intercalaciones de calizas arcillosas. Hacia el techo evolucionan gradualmente a calizas limoarenosas. 4- La sección superior está representada por bancos de caliza intercalándose en escasa proporción samitas calcáreas y arcilitas. Tramos con corona Fm. Quintuco- Vaca Muerta 2120-2126 mbbp (corregido por perfil 2124-2130 mbbp) 2127-2134.5 mbbp (corregido por perfil 2131-2138.5 mbbp) 2441-2450 mbbp (Corregido por perfil 2445.5-2454.5 mbbp). Roca ígnea intrusiva.
	Tordillo	2551	159	Dos secciones: <u>Sección inferior</u> : niveles de arenisca con delgadas intercalaciones de arcilita y yeso, este último ubicado en el tope del intervalo. <u>Sección Superior</u> : psamitas.
Auquilco	2710	24 parcial	Evaporita (yeso) Prof. Final: Por perforación 2727 mbbp /-1888 msnm Prof. Final por perfil eléctrico: 2734 mbbp/ -1895 msnm	

POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.LRb.x-1 jun-06 Cota: 1557 msnm y: 2500719 x: 5824552 CORONA SIN INTRUSIONES	Grupo Neuquén	410	756	Arcilla y limoarcilitas Secuencias intruidas por numerosos filones con espesores máximos de 75 m
	Rayoso	1166	440	Areniscas/ vaque intercalan arcilitas Sección superior con abundantes cuerpos intrusivos de naturaleza ácida con espesores que varían entre 6 y 10m
	Centenario Superior	1606	306	Areniscas con matriz tobacea-arcillosa intercalan niveles de arcilitas
	Centenario Inferior	1912	611	Tres secciones: Superior (1912-2007 mbbp) : alternancia de areniscas arcilitas y hacia la base calizas. Media (2007-2320 mbbp) : intercalaciones de toba, arcilitas y un potente intrusivo. Inferior (2320-2523 mbbp) : secuencia arenosa (areniscas) con intercalaciones de tobas, intrusivos y pelitas oscuras (arcilitas). No se correlaciona con unidades atravesadas por pozos vecinos.
	Mulichinco	2523	148	Sección arenosa (areniscas) con intercalación de aislados y delgados niveles de pelitas y pelitas calcáreas (arcilitas)
	Quintuco	2671- 2723 (fondo de pozo)	52 parcial	Secuencia mixta, clástica-calcárea, representada por desarrollo de calizas arenosas. En menor proporción areniscas Prof. Final s/perforación: 2723 mbbp Prof. Final s/perfil: 2724.5 mbbp
POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.RiAl-3 pozo dirigido Cota: 1954.83 msnm y: 2505357.50 x: 5821364.48	Gr. Neuquén	1350	163 (MD) parcial	Areniscas intercaladas con delgados niveles de arcilitas, localmente se encuentran intruidas por rocas ígneas. Se inicia control geológico en 1350 mbbp.
	Rayoso	1513 (según perfil)	548 (MD)	Areniscas, con delgadas intercalaciones de arcilitas, localmente esta se encuentra intruida por rocas ígneas. El tope según cutting es de 1578 m (MD), hay una diferencia respecto según perfil de 65 m.
	Centenario Superior	2061	310 (MD)	Facies psamíticas (areniscas) con delgadas intercalaciones pelíticas (limoarcilitas).
	Centenario Inferior	2371	449 (MD)	Facies psamíticas (areniscas) con delgadas intercalaciones pelíticas (limoarcilitas), en menor proporción tobáceas (toba arenosa), se presentan intrusiones de rocas ígneas en el sector inferior.
	Mulichinco	2820	149 (MD)	Depósitos arenosos finos a muy finos con marcada participación tobácea (arenisca tobácea)
	Quintuco-Vaca	2969	46 (MD) parcial	Rocas carbonáticas (Calizas) Prof. Final: Por perforación 3015 mbbp MD, 2951 mbbp TVD Prof. Final: Por perfil 3014.9 mbbp MD, 2951 mbbp TVD Terminó pozo en Quintuco

POZO	FORMACIONES	MD [mbbp] (Tope)	ESPESOR [m]	LITOLOGIA Y OBSERVACIONES
YPF.Nq.SAM.x-1 mar-80 Cota: 949 msnm y: 2490820 x: 5835545 CUTTING CORONA SIN INTRUSIONES	Terciario + Gr. Neuquén	superficie	1100	Está compuesto por areniscas con frecuentes intercalaciones de fangolita.
	Rayoso	1100	552	Se diferencian dos secciones: 1- La basal de 400 m de espesor está constituida por arenisca con intercalaciones de de limolita y arcilita. Presencia de delgados y saltuarios niveles de yeso y caliza. 2- La sección superior de 152 m de espesor es netamente pelítica con alternancia de arcilita y limolita. Tramos perforados con corona: 1- Prof. 2333/2342 mbbp (corregida 2343/2352 mbbp). Fm. Centenario 2- Prof. 3308/3317 mbbp (corregida 3317/3326 mbbp). Fm. Tordillo
	Centenario	1652	788	Dos secciones representadas por sedimentos que sugieren diferentes ambientes sedimentarios. 1- La sección basal de 188 m de espesor está constituida por pelitas y arenisca. 2- La sección suprayacente de 600 m de espesor está formada por sedimentitas (arenisca), e intercalaciones de arcilita y limolita y saltuarios niveles de caliza y yeso.
	Mulichinco	2440	165	Constituida por arenisca con intercalaciones de arcilita y limolita.
	Quintuco-Vaca	2605	673	Facies pelíticas que la caracteriza en casi la totalidad de la cuenca. Potente secuencia de marga y arcilita que denota un ambiente de deposición marino distal. En la sección superior estas pelitas alternan con finos niveles de limolita, caliza arcillosa y areniscas muy finas. Cercano a la base se atravesó un filón capa de 25 m de espesor.
	Tordillo	3278	180	Arenisca (vaques). Se intercalan saltuarios y delgados niveles tobáceos en el tercio inferior de la formación. Testigo corona: 3309/3326 mbbp
Auquileo	3458	15 atravesados	Yeso y/o anhidrita Por encima del techo de esta formación se presenta un nivel de arcilita de 3 a 4 m espesor, el cual corresponde al subciclo Loteniano-Chacayano. Prof. Final: 3464 mbbp Prof. Perfil: 3473 mbbp	

APÉNDICE B

Cálculo de una anomalía magnética en una placa de espesor variable. Blakely, 1981

Sea \vec{v} un vector tri-dimensional denotado por:

$$\vec{v} = (v_x, v_y, v_z)$$

y la posición horizontal se escribe como $\vec{a} = (x, y)$. Consideremos un medio magnético (figura B1) confinado entre dos superficies $z_1(\vec{a})$ y $z_2(\vec{a})$. La dirección de la magnetización es constante y la intensidad varía solo en la dirección horizontal, esto es:

$$m(x, y, z) = m(\vec{a}) \hat{m}$$

donde $m(\vec{a})$ es la intensidad y \hat{m} es el vector unitario en la dirección de magnetización. La anomalía $h(\vec{a})$ es observada sobre un plano horizontal $z = 0$ y es medida en la dirección de \hat{h} . Para la mayoría del campo total de anomalías en aplicaciones geofísicas, \hat{h} puede asumirse paralelo al campo regional. Esta suposición no es válida si la magnitud de la anomalía es una fracción apreciable del campo magnético total.

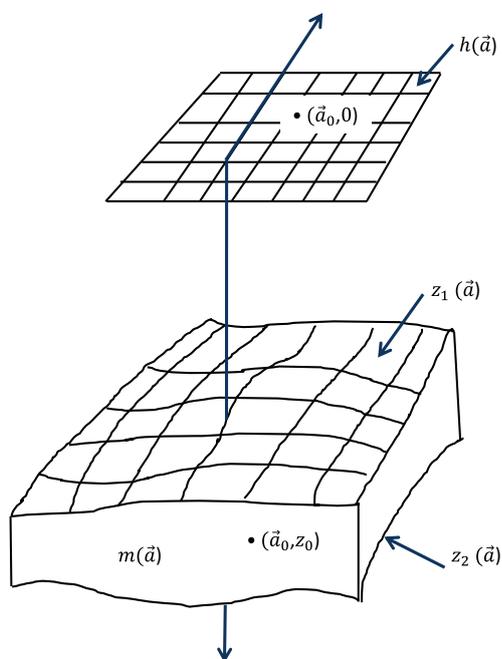


Figura B1. Geometría de la capa magnética.

La anomalía causada por un elemento simple de un cuerpo ubicado en (\vec{a}_0, z_0) es:

$$dh(\vec{a}) = m(\vec{a}_0) t_d(\vec{a} - \vec{a}_0, z_0) dx_0 dy_0 dz_0$$

donde $t_d(\vec{a}_0, z_0)$ es la anomalía de un dipolo simple. Integrando sobre los límites del cuerpo se tiene la anomalía causada por el cuerpo entero, dada por:

$$h(\vec{a}) = \int_{z_1(\vec{a})}^{z_2(\vec{a})} \iint m(\vec{a}_0) t_d(\vec{a} - \vec{a}_0, z_0) dx_0 dy_0 dz_0 \quad (\text{B1})$$

La transformada de Fourier de una función f se define como:

$$\mathcal{F}[f(\vec{a})] = \iint f(\vec{a}) e^{-i\vec{k}\cdot\vec{a}} dx dy$$

donde $\vec{k} = (k_x, k_y)$ son las coordenadas del número de onda. Tomando la transformada de Fourier de ambos miembros de la ecuación (B1) y cambiando el orden de integración, se llega a la integral (B2):

$$\begin{aligned} \mathcal{F}[h(\vec{a})] &= \iint m(\vec{a}_0) \int_{z_1(\vec{a})}^{z_2(\vec{a})} \iint m(\vec{a}) t_d(\vec{a} - \vec{a}_0, z_0) dx_0 dy_0 dz_0 \\ &= \iint m(\vec{a}_0) \int_{z_1(\vec{a})}^{z_2(\vec{a})} e^{-i\vec{k}\cdot\vec{a}} \mathcal{F}[t_d(\vec{a}, z_0)] dz_0 dx_0 dy_0 \end{aligned} \quad (\text{B2})$$

La transformada de Fourier en el miembro derecho de la ecuación (B2) es la transformada de la anomalía al plano $z=0$ causada por un dipolo simple en $z=z_0$ y se escribe como:

$$\mathcal{F}[t_d(\vec{a}, z_0)] = -2\pi\phi(\vec{k})|\vec{k}|e^{-|\vec{k}|z_0} \quad (\text{B3})$$

donde $\phi(\vec{k})$ es una función de los cosenos directores de \hat{m} y \hat{h} . Sustituyendo la ecuación (B3) en la (B2), la integral sobre z_0 viene dada por:

$$\mathcal{F}[h(\vec{a})] = 2\pi\phi(\vec{k}) \iint m(\vec{a}_0) \left\{ e^{-|\vec{k}|z_2(\vec{a}_0)} - e^{-|\vec{k}|z_1(\vec{a}_0)} \right\} e^{-i\vec{k}\cdot\vec{a}} dx_0 dy_0 \quad (\text{B4})$$

La integral doble que queda es una transformada de Fourier bidimensional, de modo que la ecuación (B4) se puede reescribir como:

$$\mathcal{F}[h(\vec{a})] = 2\pi\phi(\vec{k}) \mathcal{F} \left[m(\vec{a}_0) \left\{ e^{-|\vec{k}|z_2(\vec{a}_0)} - e^{-|\vec{k}|z_1(\vec{a}_0)} \right\} \right] \quad (\text{B5})$$

Las dos exponenciales se pueden reemplazar por sus respectivos desarrollos en serie,

cuya rapidez de convergencia depende de la elevación del origen. La elevación óptima es la del punto medio entre el máximo y el mínimo valor de $z_1(\vec{a})$ y $z_2(\vec{a})$. Si δ_1 y δ_2 son los valores de las medianas de $z_1(\vec{a})$ y $z_2(\vec{a})$ $z_1(a)$, respectivamente, entonces la ecuación (B5) se puede reescribir en la forma:

$$\mathcal{F}[h(\vec{a})] = 2\pi\phi(\vec{k}) \left\{ e^{-|\vec{k}|\delta_2} \mathcal{F} \left[m(\vec{a}_0) e^{-|\vec{k}|(z_2(\vec{a}_0) - \delta_2)} \right] - e^{-|\vec{k}|\delta_1} \mathcal{F} \left[m(\vec{a}_0) e^{-|\vec{k}|(z_1(\vec{a}_0) - \delta_1)} \right] \right\}$$

Luego, reemplazando las dos exponenciales internas por series de potencias y hacienda algunas simplificaciones menores, queda la ecuación siguiente:

$$\mathcal{F}[h(\vec{a})] = 2\pi\phi(\vec{k}) \sum_{n=0}^{\infty} S_n(\vec{k}) \tag{B6}$$

donde

$$S_n(\vec{k}) = \frac{-(|\vec{k}|)^n}{n!} \left\{ e^{-|\vec{k}|\delta_2} \mathcal{F} [m(\vec{a}_0)(z_2(\vec{a}_0) - \delta_2)^n] - e^{-|\vec{k}|\delta_1} \mathcal{F} [m(\vec{a}_0)(z_1(\vec{a}_0) - \delta_1)^n] \right\} \tag{B7}$$

Nótese que el término de $n=0$ en la ecuación (6) es:

$$\mathcal{F}[h(\vec{a})] = 2\pi\phi(\vec{k}) \{ e^{-|\vec{k}|\delta_2} - e^{-|\vec{k}|\delta_1} \} \mathcal{F}[m(\vec{a}_0)]$$

el cual es la transformada de Fourier de la anomalía sobre una placa horizontal con tope y base en δ_1 y δ_2 , respectivamente. Los términos de orden superior representan las perturbaciones de la topografía sobre esta placa.

La ecuación (B6) muestra que la anomalía $h(\vec{a})$ sobre un cuerpo magnetizado puede obtenerse calculando la transformada inversa de Fourier de una suma ponderada de transformadas de Fourier de la magnetización $m(\vec{a})$, multiplicada por potencias de las superficies del tope $z_1(\vec{a})$ y la base $z_2(\vec{a})$.

APÉNDICE C

Problema directo 2D. Método de Talwani-Heirtzler (1964)

La sección transversal de un cuerpo bidimensional de forma arbitraria se simplifica mediante un polígono irregular. Se calculan las expresiones de las anomalías magnéticas causadas por dichos cuerpos en sus componentes horizontal, vertical e intensidad total.

Consideremos la anomalía magnética causada por un prisma bidimensional semiinfinito $KLMN$ como se observa en la figura C1. El prisma se extiende hasta infinito a lo largo del eje x positivo e y positivo. Calcularemos la anomalía causada por dicho prisma en el origen. Para ello primero consideraremos el efecto causado por una varilla de sección $ABCD$.

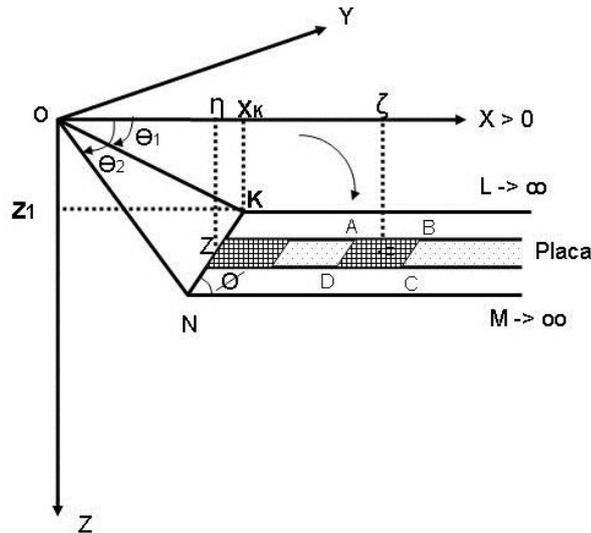


Figura C1. Prisma bidimensional $KLMN$ que se extiende al infinito en el eje x positivo.

Sea

$$d\vec{m} = \vec{M} dv = \vec{M}_j \vec{e}_j dv, \quad j = x, y, z \quad (C1)$$

donde $d\vec{m}$ es el momento dipolar magnético, \vec{e}_j denota los vectores cartesianos y \vec{M} es la magnetización.

El potencial magnético en el origen debido a una varilla en el punto $P(x, y, z)$ está dado por:

$$dV^m(O, P) = -d\vec{m}(P) \cdot \vec{\nabla} \left(\frac{1}{r_{OP}} \right) = \frac{d\vec{m}(P) \cdot d\vec{r}_{OP}}{r_{OP}^3} \quad (C2)$$

donde $r_{OP} = |\vec{r}_{OP}|$, $\vec{r}_{OP} = \vec{x}_i \vec{e}_i$, $r_{OP} = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$

$$dV_{var}^m(O, P) = \frac{M_x x + M_y y + M_z z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dv(P) \quad (C3)$$

siendo $dv(P) = dx dy dz$

El potencial de la varilla infinita de sección transversal $ABCD$ está dado por:

$$V_{var}^m(O, P) = \int_{y=-\infty}^{y=+\infty} dV^m(O, P) = dx dy \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{M_x x + M_y y + M_z z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dy \quad (C4)$$

Definiendo $C_{xz} = M_x x + M_z z$ y $a^2 = x^2 + z^2$, la integral de la ecuación C4 se puede escribir como:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{C_{xz} + M_y y}{(a^2 + y^2)^{3/2}} dy = C_{xz} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1}{(a^2 + y^2)^{3/2}} dy + M_y \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{y}{(a^2 + y^2)^{3/2}} dy \quad (C5)$$

Es importante señalar que por la hipótesis de modelo 2D, $\vec{M} = M_j(x, z)\vec{e}_j$ no depende de la variable y . Por lo tanto M_y no depende de y . Si bien la contribución de M_y es nula, no implica que M_y sea cero.

A continuación resolveremos las dos integrales de la ecuación (C5). La primera integral del segundo miembro puede resolverse como:

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1}{(a^2 + y^2)^{3/2}} dy &= \frac{y}{a^2(a^2 + y^2)^{1/2}} \Big|_{-\infty}^{+\infty} \\ &= \lim_{L \rightarrow \infty} \left(\frac{L}{a^2(a^2 + L^2)^{1/2}} \right) \Big|_{-L}^{+L} = \lim_{L \rightarrow \infty} \left(\frac{L}{a^2(a^2 + L^2)^{1/2}} - \frac{(-L)}{a^2(a^2 + L^2)^{1/2}} \right) = \frac{2}{a^2} \end{aligned} \quad (C6)$$

con $L > 0$.

Para resolver la segunda integral, hacemos la sustitución $u^2 = a^2 + y^2$, $du = 2y dy$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{y}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dy = \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{+\infty} u^{-3/2} du = -\frac{1}{(a^2 + y^2)^{\frac{1}{2}}} \Big|_{-\infty}^{+\infty} = 0 \quad (C7)$$

Por lo tanto el potencial magnético de la varilla resulta en la ecuación (C8):

$$V_{var}^m(O, P) = V_{var}(O; x, z) = 2dx dz \frac{M_x x + M_z z}{x^2 + z^2} \quad (C8)$$

Este resultado es independiente de y .

A partir de $V_{var}^m(O, P)$ podemos calcular las componentes horizontal y vertical del campo asociado con esta varilla.

$$H_x^{var}(O; x, z) = -\frac{\partial V_{var}}{\partial x} \quad (C9)$$

$$H_z^{var}(O; x, z) = -\frac{\partial V_{var}}{\partial z} \quad (C10)$$

$$H_x^{var}(O) = 2dx dz \frac{M_x(x^2 - z^2) + M_z 2xz}{(x^2 + z^2)^2} \quad (C11)$$

$$H_z^{var}(O) = 2dx dz \frac{M_x 2xz + M_z(z^2 - x^2)}{(x^2 + z^2)^2} \quad (C12)$$

La fuerza magnética para la placa sombreada en la figura C1 se puede obtener integrando las componentes $H_x^{var}(O)$ y $H_z^{var}(O)$ respecto de x , desde x hasta ∞ . Tomando como hipótesis que la magnetización es uniforme y M_x y M_z son independientes de x y z calculamos:

$$\begin{aligned} H_x^{placa}(O) &= 2dz \int_{x(z)}^{+\infty} \frac{M_x(x^2 - z^2) + M_z 2xz}{(x^2 + z^2)^2} dx \\ &= 2M_x dz \int_{x(z)}^{+\infty} \frac{x^2 - z^2}{(x^2 + z^2)^2} dx + 4M_z zdz \int_{x(z)}^{+\infty} \frac{x}{(x^2 + z^2)^2} dx \end{aligned} \quad (C13)$$

La componente horizontal de la fuerza magnética para la placa queda expresada como:

$$H_x^{placa}(O) = 2dz \frac{M_x x + M_z z}{x^2 + z^2} \quad (C14)$$

Análogamente

$$\begin{aligned} H_z^{placa}(O) &= 2dz \int_{x(z)}^{+\infty} \frac{M_x 2xz - M_z (x^2 - z^2)}{(x^2 + z^2)^2} dx \\ &= 4M_x z dz \int_{x(z)}^{+\infty} \frac{x}{(x^2 + z^2)^2} dx - 2M_z dz \int_{x(z)}^{+\infty} \frac{x^2 - z^2}{(x^2 + z^2)^2} dx \end{aligned} \quad (C15)$$

Las integrales del miembro derecho de la ecuación A13 son las mismas que las de la ecuación (C15). Luego

$$H_z^{placa}(O) = 2dz \frac{M_x z - M_z x}{x^2 + z^2} \quad (C16)$$

Finalmente, para obtener la fuerza magnética ejercida por el prisma $KLMN$, debemos integrar las expresiones de las placas respecto de z , teniendo en cuenta que a lo largo del lado KN las variables x, z están relacionadas linealmente.

$$H_x^{prisma}(O) = 2 \int_{z_1}^{z_2} \frac{M_x x + M_z z}{x^2 + z^2} dz \quad (C17)$$

$$\begin{aligned} H_x^{prisma}(O) &= 2 \operatorname{sen} \phi \left[M_x \left(-\cos \phi \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \right. \right. \\ &\quad \left. \left. + \operatorname{sen} \phi (\theta_2 - \theta_1) \right) + M_z \left(\operatorname{sen} \phi \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) + \cos \phi (\theta_2 - \theta_1) \right) \right] \end{aligned} \quad (C18)$$

$$H_z^{prisma}(O) = 2 \int_{z_1}^{z_2} \frac{M_x z - M_z x}{x^2 + z^2} dz \quad (C19)$$

$$\begin{aligned} H_z^{prisma}(O) &= 2 \operatorname{sen} \phi \left[M_x \operatorname{sen} \phi \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \right. \\ &\quad \left. + \cos \phi (\theta_2 - \theta_1) - M_z \left(-\cos \phi \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) + \operatorname{sen} \phi (\theta_2 - \theta_1) \right) \right] \end{aligned} \quad (C20)$$

La anomalía magnética causada por un cuerpo de sección poligonal $KNPQRK$ puede ser evaluada por medio de anomalías producidas por prismas como $KLMN$ con su signo

correcto como se indica en la figura C2. Si se avanza en sentido horario a lo largo de los vértices del polígono $KNPQR$, para los segmentos tales como KN (para los cuales θ es creciente), la anomalía causada por el prisma correspondiente $KL MN$ debe ser tomada con signo negativo.

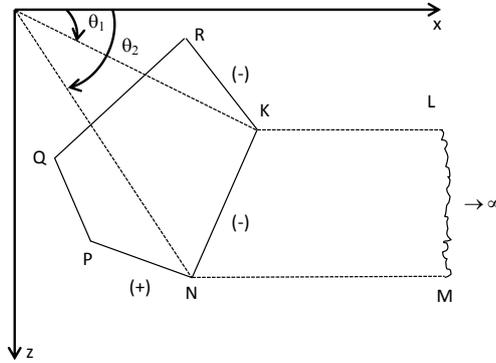


Figura C2. Construcción geométrica usada para calcular la anomalía causada por un cuerpo de sección poligonal $KNPQRK$.

Por lo tanto, las ecuaciones C18 y C20 para el cálculo de la anomalía magnética pueden reescribirse como:

$$H_x^{prisma}(O) = 2(M_x Q - M_z P) \quad (C21)$$

$$H_z^{prisma}(O) = 2(M_x P + M_z Q) \quad (C22)$$

donde

$$P = \sin^2 \varnothing (\theta_2 - \theta_1) + \cos \varnothing \sin \varnothing \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad (C23)$$

$$Q = \cos \varnothing \sin \varnothing (\theta_2 - \theta_1) - \sin^2 \varnothing \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad (C24)$$

$$x_{12} = x_1 - x_2, \quad z_{21} = z_2 - z_1, \quad r_1 = \sqrt{x_1^2 + z_1^2}, \quad r_2 = \sqrt{x_2^2 + z_2^2}$$

$$\sin \varnothing = \frac{z_2 - z_1}{((x_1 - x_2)^2 + (z_2 - z_1)^2)^{1/2}} = \frac{z_{21}}{(x_{12}^2 + z_{21}^2)^{1/2}}$$

$$\cos \varnothing = \frac{x_1 - x_2}{((x_1 - x_2)^2 + (z_2 - z_1)^2)^{1/2}} = \frac{x_{12}}{(x_{12}^2 + z_{21}^2)^{1/2}}$$

$$P = \left(\frac{z_{21}^2}{z_{21}^2 + x_{12}^2} (\theta_2 - \theta_1) + \frac{z_{21}x_{12}}{z_{21}^2 + x_{12}^2} \right) \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right)$$

$$Q = \left(\frac{z_{21}x_{12}}{z_{21}^2 + x_{12}^2} (\theta_2 - \theta_1) - \frac{z_{21}^2}{z_{21}^2 + x_{12}^2} \right) \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right)$$

Estas expresiones son válidas para cada segmento del polígono si se recorre en sentido de las agujas del reloj. Los índices 1 y 2 indican vértices sucesivos en cada caso. Un perfil magnético se calcula moviendo el origen sucesivamente a varios puntos a lo largo del eje x.

Para evaluar M_x y M_z se adopta la siguiente convención (figura C3). Sea A la inclinación de \vec{M} , positiva debajo del horizonte y B el ángulo entre su proyección horizontal medida en la dirección de las agujas del reloj y el norte geográfico.

Sea C el ángulo entre la dirección positiva de x y el norte geográfico medido en sentido horario.

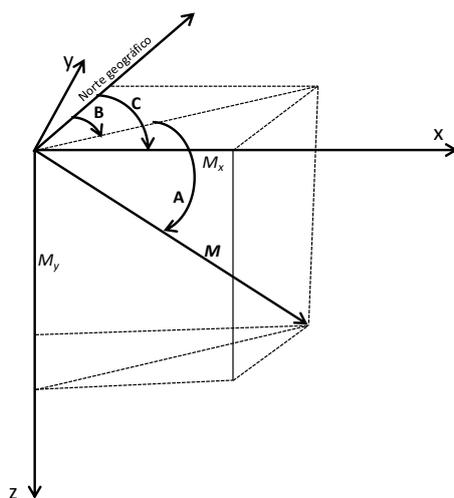


Figura C3. Elementos que definen a las componentes del vector de magnetización.

$$M_x = M \cos A \cos (C - B)$$

$$M_z = M \sin A$$

Si la magnetización es por inducción, entonces $\vec{M} = \kappa \vec{F}$, y $A=I$, $B=D$, donde I y D son las direcciones de la inclinación y declinación magnética respectivamente del campo terrestre.

Si la anomalía total T es pequeña con respecto al campo total F , entonces T es la suma de las proyecciones de H_x y H_z en la dirección de F , es decir:

$$T = H_z \sin I + H_x \cos I + \cos(C - D) \quad (C25)$$

REFERENCIAS

- Aisengart, A., 2015, Qualitative and Quantitative Magnetization Vector Inversion applied to the Pirapora Anomaly, 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil, August 3-6, 2015.
- Atchuta Rao, D., Ram Babu, H.V. & Sanker Narayan, P.V., 1981, Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: the complex gradient method. *Geophysics*, 46, p. 1572-1578.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps; pseudo-gravimetric anomalies, *Geophysics*, 22, 359-383.
- Barbosa V., Silva J. & Mediros, W., 1999, Stability analysis improvement of structural index estimation in Euler deconvolution, *Geophysics*, 64, p. 48-60.
- Barbosa V., Silva J. & Mediros, W., 2000, Making Euler deconvolution applicable to small ground magnetic surveys, *Journal of Applied Geophysics*, 43, p. 55-68.
- Bermúdez, A., Delpino, F. D., Zencich, S. & Bolatti, N., 2000, Evolución volcanológica y petrológica del sector sur del campo volcánico Auca Mahuida, Provincia del Neuquén, Argentina, 2000. IX Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. 2, Sesión temática N° 6, p. 1-5.
- Bermúdez, A. & Delpino, D., 1998, Estudio de testigos corona de rocas ígneas intrusivas reservorios de hidrocarburos y de las secuencias del Volcán Auca Mahuida. Repsol YPF. Reporte sin publicar.
- Bermúdez, A. & Delpino, D., 2002, Estudio geoquímico de cutting de cuerpos intrusivos de pozos en el área del yacimiento Volcán Auca Mahuida. Repsol YPF. Reporte sin publicar.
- Bhattacharyya, B. K., 1966, Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body, *Geophysics* 31, p. 97-121.
- Blakely, R. J., 1981, A program for rapidly computing the magnetic anomaly over digital topography. Open-File Report 81-298.

- Blakely, R. J., 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge University Press, New York, 441 pp.
- Blanco Montenegro, I., 1997, *Análisis e interpretación de las anomalías magnéticas de tres calderas volcánicas: Decepción (Shetland del Sur, Antártica), Furnas (San Miguel, Azores) y Las Cañadas del Teide (Tenerife, Canarias)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 215 pp.
- Blanco Montenegro, I., Miquel Torta, J., García, A. & Araña, V., 2003, Analysis and modelling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canaria Island), *Earth and Planetary Science Letters* 206, p. 601-616, doi:10.1016/S0012-821X(02)01129-9.
- Blanco Montenegro, I., De Ritis R. & Chiappini M., 2006, Imaging and modelling the subsurface structure of volcanic calderas with high-resolution aeromagnetic data at Vulcano (Aeolian islands, Italy), *B. Volcanol.*, 69 (6), p. 643-659, doi:10.1007/s00445-581006-0100-7.
- Brisson I. E. & Veiga R. D., 1999, Gira de campo. Cuenca Neuquina. YPF, Informe interno.
- Butler, R.F., 1992, *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*, Blackwell Scientific Publications Boston, 319 pp.
<http://lewis.up.edu/chp/butler/books/main.htm>.
- Carson Aerogravity, 2001, Volcán Auca Mahuida and Señal Cerro Bayo exploration lots. Airbone gravity and magnetic survey for Repsol YPF. Data processing report.
- Comeron, R., González, J. M. & Schiuma, M., 2002, Los reservorios de las rocas ígneas intrusivas. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. & Vergani, G. eds. *Rocas reservorio de las cuencas productivas de Argentina*. V Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, p. 559-582.
- Constable, S. C., Parker, R. L. & Constable, C. G., 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics* 52, p. 289-300.
- Cox, A., *Magnetostratigraphic time scale*, In: *A Geologic Time Scale*, ed. W. B. Harland et al., Cambridge University Press, Cambridge, England, p. 63-84, 1982.
- Cristallini, E. O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R. & Comeron, R., 2006, Synrift geometry of the Neuquén Basin in the northeastern Neuquén Province, Argentina. In: Kay, S. M. & Ramos, V. A. eds. *Evolution of the Andean margin: a tectonic*

- and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°latitude). Geological Society of America, Special Paper, 407, p. 147–161.
- De Ritis, R., 2004, *Analisi integrata del campo di anomalia magnetica e delle caratteristiche vulcanologiche-strutturali di vulcano(isole eolie)*, Tesis Doctoral, Dipartimento di Fisica, Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali, Università degli Studi di Bologna.
- De Ritis, R., Ventura, G., Chiappini, M., Carluccio, R. & Von Frese, R. 2010, Regional magnetic and gravity anomaly correlations of the Southern Tyrrhenian Sea. *Phys. Earth Planet. Inter.*, doi:10.1016/j.pepi.2010.04.003.
- Delgado de la Puente, F. J., 2010, *Estructura interna de la caldera La Pacana (II Región) mediante gravimetría*. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención geofísica. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica, Departamento de Geología, Universidad de Chile, pp. 182.
- Delpino, D., 2002, *Relevamiento geológico de superficie del campo volcánico Auca Mahuida, Provincia del Neuquén, Mapa interno Repsol-YPF*.
- Fairhead, J. D., 2016, *Advances in Gravity and Magnetic Processing and Interpretation*, EAGE Publications bv, pp. 352.
- Ferpozzi, F., Peñalva, G. & Vargas D., 2007, *Bloque Cuenca Neuquina 1968; Levantamiento aeromagnético analógico: digitalización, reprocesamiento y edición*. Servicio Geológico Minero Argentino, Informe sin publicar.
- Finn, C., Sisson, T.W. & Deszcz-Pan, M., 2001, Aerogeophysical measurements of collapse-prone hydrothermally altered zones at Mount Rainer volcano, *Nature*, 409, p. 600–603.
- Geosoft, 2008, *Montaj grav-mag interpretation, Processing, Analysis and Visualization System for 3D Inversion of Potential Field Data for Oasis Montaj v6.3, Tutorial and User Guide*.
- Gunn, P. J., 1997, Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17 (2), p. 105-113.
- Heiskanen, W. A. & Morits, H., 1967, *Physical Geodesy*, Freeman W. H. & Co. Ltd, San Francisco, 364 pp.
- Henderson, R. G., 1970, On the validity of the use of the upward continuation integral for total

- magnetic intensity data, *Geophysics* 35, p. 916-19.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R. B. & Saad, A. H., 2013. *Gravity and Magnetic Exploration*, pp. 525, Cambridge University Press.
- Holmberg, E. 1964, Descripción geológica de la Hoja 33d, Auca Mahuida (Provincia del Neuquén). Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Boletín, 94, p. 1-88.
- Hsu, S., 2002, Imaging magnetic sources using Euler's equation. *Geophysical Prospecting*, 50, p. 15-25.
- Kane, M. F., 1962, A Comprehensive System of Terrain Using a Digital Computer, *Geophysics* 27 (4), p. 455-462.
- Kay, S. M., Gorring, M. & Ramos, V. A., 2004, Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude), *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4), p. 556-568.
- Kay, S. M., Burns, M., & Copeland, P., 2006, Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. In: Kay S. M. & Ramos, V. A. eds. *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S)*. Geological Society of America, Special Paper, 407, p. 19-60.
- Kirschvink, J. L., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophysical, J. R. Astron. Soc.*, 62, p. 699-718.
- Lince Klinger, F., León, M., Martínez, P., Weidmann, C., Anci, S., Álvarez, O., 2014, Modelo geofísico con datos gravimétricos y aeromagnéticos en el borde noreste del macizo norpatagónico, Río Negro, Argentina, *Geoacta* 39(1): 51-61 (2014), Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, ISSN 1852-7744.
- Lince Klinger, F., Orts D., Gimenez, M., Folguera, A. & Martinez, P., 2015, Multiple geophysical methods used to examine neotectonic structures in the western foothills of the Sierra de El Maitén (Argentina), *North Patagonian Andes, Near Surface Geophysics*, 2016, doi:10.3997/1873-2016003.
- Llambías, E. J., Bertotto G. W., Risso C. & Hernando I., 2010, El volcanismo Cuaternario en el retroarco de Payenia: una revision. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67 (2), p. 278-300.

- Longo, L. M., 2000, Prospección de hidrocarburos en la Cuenca Neuquina aplicando métodos sísmicos de reflexión. Tesis de grado para optar al título de Geofísica. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata.
- Longo, L. M., Ravazzoli, C. L. & Chiappini, M., 2008, Proyecto de interpretación de datos aerogravimétricos y magnéticos en el Volcán Auca Mahuida. Cuarto encuentro científico del ICES (E-ICES4), Malargüe, Mendoza, Argentina.
- Longo, L. M., De Ritis, R., Ventura, G. & Chiappini, M., 2015, Analysis of the Aeromagnetic Anomalies of the Auca Mahuida Volcano, Patagonia, Argentina, *Pure and Applied Geophysics*, 172 (8), p. 2083-2332. doi :10.1007/s00024-015-1161-3.
- López Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J. & Alva-Valdivia, L., 2011, Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México – implicaciones tectónicas y estructurales, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28 (3), p. 349-370.
- Lowrie, W., *Fundamentals of Geophysics* (Cambridge University Press, New York, 2007, 393 pp.) www.cambridge.org/9780521859028.
- Mandea M. & Macmillan S., 2000, International Geomagnetic Reference Field - The Eighth Generation. *Earth, Planets and Space* 52, 1119-1124.
- MacLeod, I.N, Jones, K. & Fan Dai, T., 1993, 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. *Explor. Geophys.*, 24, p. 679-688.
- MacLeod, I. N. & Ellis, R. G., 2013, Magnetic Vector Inversion, a simple approach to challenge of varying direction of rock magnetization. 23 rd International Geophysical conference and exhibition, 11-14 August 2013. ASEG-PESA Melbourne, Australia.
- Mankinen, E. A. & Dalrymple G. B., 1979, Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0–5 m.y. B.P., *Journal of Geophysical research, Solid Earth*, 84, B2 10, p. 615–626, doi: 10.1029/JB084iB02p00615.
- Masturyono, McCaffrey, R., Wark, D. A., Roecker S. W., Fauzi, Ibrahim, G. & Sukhyar, 2001, Distribution of magma beneath the Toba caldera complex, north Sumatra, Indonesia, constrained by three-dimensional P waves velocities, seismicity, and gravity data, *American Geophysical Union (AGU) and Geochemical Society*, vol. 2, 2000GC000096, ISSN: 1525-2027.
- Maus, S. & Dimri, V., 1996, Depth estimation from the scaling power spectrum of potential

- fields? *Geophys. J. Int.*, 124, p. 113-120.
- McElhinny, M.W. 1973, *Palaeomagnetism and Plate Tectonics* (Cambridge University Press, London, 358 pp.).
- Mosquera, A. & Ramos, V.A., 2006, Intraplate deformation in the Neuquén Basin. In: Kay S. M. & Ramos, V. A. eds. *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper, 407, p. 97–124.
- Mushayandebvu, M., Van Driel, P., Reid, A. & Fairhead, J., 2001, Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics* 66, p. 814-823.
- Nabighian, N. M., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: its properties and used for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37, p. 507-517.
- Nabighian, N. M., 1984, Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations, *Geophysics* 49, p. 780-786.
- Nagy, D., 1966, The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism, *Geophysics* 31 (2), p. 362-371.
- Naidu, P. & Mathew, M., 1998, *Analysis of geophysical potential fields: A digital signal processing approach*, Elsevier.
- Nettleton, L. L., 1939, Determination of density for reduction of gravimeter observations, Paper read at Annual Meeting, Oklahoma City, Oklahoma, March 21, 1939.
- Nettleton, L. L., 1940, *Geophysical Prospecting for Oil*, New York ; London : McGraw-Hill; 1st Edition edition.
- Ortega Estupiñán, A. M., 2014, *Modelo de fuentes de anomalías gravimétricas regional y locales del volcán Galeras, asociadas a su estado de actividad entre junio 2008 – abril de 2009*. Magister en Ciencias – Geofísica, Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, 92 pp.
- Paine, J., De Ritis, R., Ventura, G., Longo, L. M., Ravat, D., Speranza, F. & Chiappini, M., 2015,

- Inverse modeling of the reversely magnetized, shallow plumbing system hosting oil reservoirs of the Auca Mahuida volcano (Payeina retroarc, Neuquén Basin, Argentina), *Geophysical Journal International*, p 852-867, doi: 10.1093/gji/ggv487.
- Pallares C., Quidelleur, X., Gillot, P. Y. & Kluska, J. M., 2016, The temporal evolution of back-arc magmas from the Auca Mahuida shield volcano (Payenia Volcanic Province, Argentina), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 323, p. 19-37.
- Pángaro, F., Villar, H., Vottero, A., Bojarski, G., Rodríguez Arias, L., 2004, Eventos volcánicos y sistemas petroleros: El caso del Volcán Auca Mahuida, Cuenca Neuquina, Argentina. IX Congreso Latinoamericano de Geoquímica orgánica, México, 23-27.
- Pángaro, F., Martínez, R., Sattler, F. & Bettini, F., 2011, El Bajo de Añelo, Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentina, Neuquén.
- Parker, R. L., 1972, The rapid calculation of potential anomalies, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 31: 447-455.
- Profeta, M., 2000, Informe sobre la recopilación, procesamiento e interpretación de los gravimétricos terrestres correspondientes a la Cuenca Neuquina y la Patagonia (República Argentina). Informe interno YPF S. A.
- Ramos, V. A. & Kay, S. M., 2006, Overview over the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39° S latitude). In: Kay, S. M. & Ramos, V. A. eds. *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper, 407, p. 1–18.
- Ramos, V. A. & Folguera, A., 2010, Payenia volcanic province in the Southern Andes: an appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, p. 53–64. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.09.008.
- Reid, A., Allsop, J. Granser, H., Millet, A. & Somerton, I., 1990, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55, p. 80-91.
- Roest, W. R., Verhoeff, J. & Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, p. 116-125.
- Rossello, E. A., Cobbold, P. R., Diraison, M. & Arnaud N., 2002, Auca Mahuida (Neuquén basin, Argentina): A Quaternary shield volcano on a hydrocarbon-producing substrate, in 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2002). Extended Abstracts,

- Barcelona, Univ. De Barcelona: Instituto Geológico y Minero de España, p. 549–552.
- Salem, A. & Ali, M. Y., 2016, Mapping basement structures in the northwestern offshore of Abu Dhabi from high-resolution aeromagnetic data, *Geophysical Prospecting*, 64, 726–740, doi: 10.1111/1365-2478.12266.
- Sánchez Jiménez, N., 2003, Estructura gravimétrica y magnética de la corteza del suroeste peninsular (zona Surportuguesa y zona de Ossa-Morena). Tesis Doctoral. Facultad de C.C. Geológicas, Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, 243 pp.
- Schlumberger, 1987, Evaluación de formaciones en la Argentina. Trabajo técnico.
- Schlumberger, 1995, Seminario de interpretación de perfiles. Principios, aplicaciones de interpretación de registros, Buenos Aires.
- Shirman, B., Rybakov, M., Beyth, M., Mushkin, A. & Ginat, H., 2015, Deep structure of the Mount Amram igneous complex, interpretation of magnetic and gravity data, *Geophysical Journal International*, 200, p. 1362–1373, doi: 10.1093/gji/ggu461.
- Sigismondi, M. E., 2011, El estiramiento cortical de la Cuenca Neuquina: modelo de cizalla simple, Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentina, Neuquén.
- Sigismondi, M. E., 2012, Estudio de la deformación litosférica de la Cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, p. 367.
- Spector, A. & Grant, F. S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35, p. 293-302.
- Talwani, M. & Heirtzler, J. R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape, In: G.A. Park (Ed.), *Computers in Mineral Industries, Part 1*, edn. Stanford Univ. Publ., Geological Sciences 9, p. 464-480.
- Tauxe, L., 2005, Lectures in Paleomagnetism. <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/>.
- Thompson, D., 1982, EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, p. 31-37.
- Tikhonov, A. N., Goncharsky, A. V., Stepanov, V. V. & Yagola A. G., 1995, Numerical Methods for the solution of ill-posed problems, Springer-Science-Business Media Dordrecht,

doi: 10.1007/978-94-015-8480-7.

- Ventura G., De Ritis R., Longo M. & Chiappini M., 2012, Terrain characterization and structural control of the Auca Mahuida volcanism (Neuquén Basin, Argentina), *International Journal of Geographical Information Science*. *International Journal of Geographical Information Science iFirst*, 2012, p. 1–12.
- Vottero, A. 2002, Yacimiento Volcán Auca Mahuida: desarrollo y protección ambiental. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.
- Vottero, A., Rodríguez, L. & Vela, R., 2005. Trampas de hidrocarburos en el centro este de la Cuenca Neuquina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos- Las trampas de hidrocarburos en las cuencas productivas de Argentina, 189-208.
- Wohletz, K. & Heiken, G., *Volcanology and Geothermal Energy*, Berkeley: University of California Press, 1992, <http://ark.cdlib.org/ark:/13030/ft6v19p151/>.
- Won, I. J. & Bevis, M., 1987, Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines, *Geophysics* 52, p. 232-238.
- Yilmaz, O, 1988, *Seismic data processing, Investigations in Geophysics, Vol. 2*. Society of Exploration, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- Zapata, T. & Folguera, A., 2005, Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the Southern Neuquén basin, Argentina. In: Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J., Schwarz, E. eds. *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society of London, Special Publication, 252, p. 37–56.
- Zijderveld, J. D. A., 1967, A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results, In: *Methods in Palaeomagnetism*, Collinson, D.W., K.M. Creer, and S.K. Runcorn (Eds), Elsevier, New York, p. 254–286.