

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELO DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO
CHACHIMBIRO A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS
EN LA PROVINCIA DE IMBABURA, ECUADOR**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Wilkinson G., Gabriel A.
Para optar al título de Ingeniero Geofísico

Caracas, octubre 2024

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELO DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CHACHIMBIRO A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS EN LA PROVINCIA DE IMBABURA, ECUADOR

Tutor Académico: PhD. Inírida Rodríguez Millán (UCV)

Cotutor Académico: MSc. Richard Pérez (Yachay Tech)

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Wilkinson G., Gabriel A.
Para optar al título de Ingeniero Geofísico

Caracas, octubre 2024

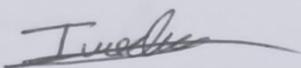
ACTA DE APROBACIÓN DE TESIS

Caracas, 22 de octubre de 2024

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el **Br. Gabriel A. Wilkinson G.**, titulado:

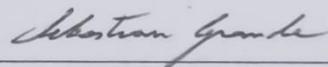
“Modelo de la estructura interna del Complejo Volcánico Chachimbiro a partir de datos gravimétricos y magnéticos en la Provincia de Imbabura, Ecuador”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducentes al título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas del autor, lo declaran **APROBADO**.



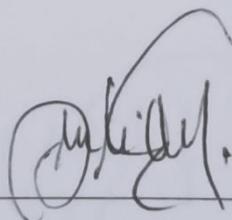
Prof. Ignacio Mederos

Jurado



Prof. Sebastián Grande

Jurado



Prof. Inírida Rodríguez

Tutor Académico

DEDICATORIA

A mi amada madre, quien me ha apoyado en todo momento, quien con su esfuerzo y cariño me ha brindado las mejores herramientas.

En honor y memoria de mi amado padre, quien temprano partió del plano terrenal, pero cuyo espíritu, me inspira a superarme.

En honor a mi legado familiar.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por brindarme fortaleza, templanza, resiliencia, motivación y sabiduría, no solo durante mi etapa universitaria, sino cada día de mi vida.

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, casa máxima de estudios de país, por permitirme estudiar en sus históricas aulas y por tener el honor de haberme enriquecido a través de todo el conocimiento y las experiencias ofrecidas.

A la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería, por cada aprendizaje y conocimiento impartido en las aulas y en el campo.

A mis padres, Danya Gómez y John Keith Wilkinson, por haberme dado vida y aliento para crecer siendo una persona de bien, con honor y valor. En especial a mi madre, quien me ha apoyado en momentos críticos e importantes durante mi carrera universitaria y en cualquier aspecto personal o profesional. También, agradecerle a mi tío, Peter Wilkinson, a quien lo considero un segundo padre, por su amor y fortaleza brindada hacia mí en todo momento. A mi abuelo Martín Gómez y a mi tía Evelyn Gómez, quienes me acompañan en espíritu, por haber creído en mí desde el principio.

A mi tutora y profesora, PhD. Inírida Rodríguez Millán, por su tiempo, compromiso, paciencia, esmero y dedicación para conmigo durante mi última etapa de pregrado, quien ha sabido escucharme y transmitirme su calma para seguir avanzando. Ha sido un honor y privilegio contar con el apoyo de un excelente ser humano y profesional referente de la geofísica en Venezuela.

A mi cotutor y profesor, MSc. Richard Pérez, por su asesoría, apoyo y tiempo no solo durante el presente trabajo de investigación, sino también en cada una de sus materias impartidas. Quien ha sido el impulso inicial para llevar a cabo mi Trabajo Especial de Grado, mediante sus sabios consejos tranquilizadores.

A mi amiga, compañera y colega, Ingeniero Geofísico Rosmery Nikol Rosales, quien ha sido un factor clave, fundamental, especial y destacable durante mi etapa de tesista, apoyándome en cada instante requerido y brindándome su conocimiento y experiencia para completar cada reto a lo largo de éste. Así como también durante toda mi etapa universitaria, quien no solo fue mi primera amiga desde el primer día de universidad, sino también mi preparadora en la materia de Gravimetría y Magnetismo.

A mi amigo y colega, Ingeniero Geofísico Richard Quintana, quien a pesar no haber coincidido generacionalmente en la etapa de pregrado, ha estado presente dentro y fuera del ámbito universitario, para apoyarme constantemente por medio de sus consejos, conocimiento, sabiduría y experiencias personales y profesionales. Ha sido una pieza esencial desde el inicio de la propuesta del presente trabajo de investigación y durante cada etapa vivida a lo largo de mi experiencia como tesista.

A mis amigos y colegas ingenieros, Emiliano Bond y Paula González, por confiarme su visión para construir país desde PEG Academy; emprendimiento que ha contribuido en formación académica y humana a cientos de estudiantes de educación media y avanzada del Distrito Capital. En especial a Emiliano Bond, quien llegó a mi vida como un ángel durante una de las etapas más críticas de mi vida, y me motivó para pensar fuera de la caja y madurar en otros aspectos ajenos a mi carrera universitaria que me han contribuido a ser una persona más íntegra, visionaria y competente. No menos importante, a mi equipo de profesores y de logística, que honestamente trabajan conmigo para plantar conocimiento de calidad y cultivar buenos hábitos en niños y adolescentes. En especial a Mileidys Villarroel, Eduardo Romero, Andrea Plata, Alejandra Camacho y Jesús Horta, quienes no solamente han confiado en la visión y misión, sino que también me han brindado su fuerza y tranquilidad durante mi última etapa universitaria.

A mis estudiantes y representantes de los mismos, quienes han creído y confiado en mí para facilitarles herramientas con base a mi experiencia y conocimiento. También tienen un lugar especial en mi camino a este meta, porque han nutrido mi forma de enseñar y aprender de los demás. En especial a Leonardo Rangel Granchelli, Marisa Méndez, Sofía Díaz y Ana Bárbara Porras.

A mis amigos y colegas de la Asociación Americana de Geólogos del Petróleo (AAPG), por su apoyo y confianza, por haber invertido en mí y por permitirme representar internacionalmente a Venezuela y a la UCV en eventos presenciales y virtuales, dentro de la región de América Latina y El Caribe (LACR): Andrea López, Diana Ruíz Vásquez, Elvira Pureza Gómez, Flover Rodríguez, Jhonny Casas, Ana María Goncalves, Gretchen Gillis, Denise Cox, Teresa Dallis, Dallas Dunlap, David Curtiss. En especial a Emily Smith Llinás por su acompañamiento, apoyo y esmero durante mis años de liderazgo en el voluntariado de la región.

A mis queridos compañeros y colegas, Ingenieros Geofísicos Yohnny Rodríguez y Ana Gabriela Jaramillo, quienes me abrieron las puertas del Departamento de Geofísica y del voluntariado AAPG, aun cuando yo era muy joven. En especial a Yohnny Rodríguez, quien se convirtió en un amigo importante que ha sabido transmitirme su sabiduría para yo seguir creciendo como persona. También, agradecerles a mis queridos amigos de la AAPG LACR, por convertirse en familia y por siempre estar al tanto de mí: Daiane Cardoso, Liliana Luna, Stefanie Hormaza, María Elena Véliz, Alejandro Ginares, Eloísa Cocorel, Enrique Sedas, Angie Castillo. En especial a Isabel Chuizaca, Ingeniero Geólogo de la Escuela Superior Politécnica del Litoral (ESPOL), por su apoyo en envío de material fundamental en relación a la República del Ecuador, para realizar mapas y relacionar información en los sistemas de información geográfica.

No menos importante, agradecer también al Sr. Scott Granger, quien por medio de *Applied Petroleum Technology* (APT), me brindó su apoyo como patrocinador durante mi representación en el comité organizador en el AAPG International Conference & Exhibition Cartagena 2022. También, al Sr. Manuel Dos Santos, accionista de Comercializadora Lozaina, a los señores Avelino y Joaquín, de Verduras y Frutería Ananas, por confiar en mi causa al patrocinarme para representar al país.

A los directivos y miembros ejecutivos de *Venezuelan American Petroleum Association* (VAPA), por habernos apoyado y ser el músculo financiero que permitió, a mí y a mis 9 compañeros, realizar la materia de Geofísica de Campo, llevada a cabo en Hoyo de La Puerta, Estado Miranda. Su aporte fue importante para poder cumplir con los requisitos y obligaciones para avanzar en mi carrera universitaria. Asimismo, agradecer a VAPA Links, que me permitió desarrollar y adquirir parte de mis habilidades blandas.

Agradezco a mis amigos y compañeros que me han acompañado durante este viaje, quienes han sido partícipes de un camino que me permitió aprender valiosas cualidades de cada uno: Laura Gomes, Melany Bustamante, Camila Jaspe, Isaac Da Pena, Juliette Martínez, Pedro Pino, Valentina Sánchez, Gianni Marquina, Karelía La Marca, Wilfredo Salazar, Exdiliany Revette, Emily Paredes, Manuel Dávila, Carlos Véliz, Yelaine Guerra, Gerardo Marín, Alejandro Medina, Daniel Carpio, José Bogarín, Gabriel González Pérez, Vanesa Olivero, Dorielba Márquez, Nicole Oliveira, Eduard Linares, Yolimar Rojas, Cecibel González, Roddys Gil, Jéssica Pi, José Núñez, César

Marino Sgambatti, Antonio López, Saúl Escobar, Gabriel Rosario, Daniela Pérez Araujo, Alejandro Madriz, Oriana Venturi, Selenia Ramos, Laura Hurtado, Alegría Lusinchi, Ángela Rosa Osorio, Iris Bustillo, Yarnely Ochoa, José Daniel Guerrero, Francisco Goncalves, Juan David Gomes, Manuel Alejandro García, María Luisa Suriano, Mónica Horta y Luisa Duque. Especialmente a Noel Crasto y Alexander Cordero, por su tiempo y preocupación, quienes también fueron catalizadores para poder concluir la última fase de mi trabajo de investigación.

Agradezco también la disposición y tiempo invertido por mis profesores universitarios, quienes me apoyaron en mis 10 semestres universitarios: Irima Mogollón, Luisa María Ríos, Ricardo Olejnik, Angélica Martínez, Alfieri Larocca, Antonio Ughi, Ana Hernández, José Luis Quintero, Alexander Campos, Jéssica Pires, Jhonny De Abreu, María Luisa Vona, Adonahis Álvarez, Salvador Méndez, Cristina Mejías, Sasha León, Sergio Ibarra, Robustiano Gorgal, Rosa Jiménez, Janckarlos Reyes, Nuris Orihuela, Ricardo Alezones, Jesús Monsalve, Carelia Rojas, Enrique Toribio, Franck Audemard, Michael Schmitz, Yaraixa Pérez, Ignacio Mederos, José Cavada, Gerardo Milano, Orlando Méndez, Crisanto Silva, Ilich García, Maigualida Acosta y María Itriago. También, al Ingeniero Geólogo Cristian Zura, actualmente profesor en la Universidad Central del Ecuador y coautor de uno de los antecedentes citados, por estar dispuesto a atenderme y resolver mis dudas en ocasiones puntuales sobre este estudio.

Por último, agradecer profundamente a mis colegas y compañeros del Grupo Oriand y Luz Verde, quienes me otorgaron la oportunidad para seguir creciendo laboralmente dentro de un campo ajeno a la ingeniería geofísica, pero enriquecedor en materia de análisis cuantitativo: Alberto Männil, Luis Ugueto, Crisbel Leira, Oriana Ojeda, Andrés Männil, José Gregorio Mendes, Evelina Valera, Esmeralda Gómez, María Fernanda Valera y Diógenes Loreto. El acompañamiento de todos ha sido clave e importante durante los últimos meses, brindándome un ambiente cómodo y seguro que ha fortalecido mis energías para llegar a este punto.

Desde lo más profundo de mi corazón, agradezco a todas las personas primarias, secundarias y terciarias, que han formado parte de este camino y que me han apoyado desde el más mínimo detalle. No son suficientes las palabras ni el espacio para expresar mi eterna gratitud.

Wilkinson G. Gabriel A.

**MODELO DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO
CHACHIMBIRO A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS
EN LA PROVINCIA DE IMBABURA, ECUADOR**

Tutor Académico: PhD. Inírida Rodríguez Millán (UCV)

Cotutor Académico: MSc. Richard Pérez (Yachay Tech)

**Trabajo Especial de Grado, U.C.V. Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología,
Minas y Geofísica. Caracas, Venezuela. Año 2024, 189p.**

RESUMEN

Palabras clave: Modelado estructural, gravimetría satelital, magnetometría terrestre, vulcanismo, Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental del Ecuador.

El presente Trabajo Especial de Grado tiene como finalidad obtener un modelo de la estructura interna del Complejo Volcánico Chachimbiro, partiendo de datos gravimétricos satelitales basados en el modelo gravitacional EIGEN-6C4 y datos magnéticos terrestres de las Universidades Yachay Tech y Central del Ecuador. El área de estudio forma parte de la Cordillera Occidental del Ecuador, la cual forma parte del Bloque Norandino, donde existen variaciones topográficas, morfológicas y estructurales debido a la geodinámica atribuida a la convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana. Con el fin de cumplir con los objetivos propuestos, se realizaron las correcciones gravimétricas de segundo orden, siguiendo los estándares actualizados de los métodos gravimétricos, tales como las correcciones de altura, atmosférica y de Bouguer, así como la corrección topográfica de las anomalías de Bouguer simple para obtener las anomalías de Bouguer total. También se llevó a cabo un análisis estadístico descriptivo de los datos topográficos satelitales, gravimétricos satelitales y magnéticos terrestres con sus respectivos filtros, y el análisis de espectros de potencia para la separación regional-residual de las fuentes anómalas. Se elaboraron los mapas de anomalías gravimétricas satelitales de la Provincia de Imbabura, comprendida entre las longitudes 78,50°-78,10° Oeste y las latitudes 0,3°-0,7° Norte, mientras que los mapas de anomalías magnéticas terrestres se dividieron en dos bloques: 1) la primera zona de estudio local, llevada a cabo por la Universidad Central del Ecuador (UCE), ubicada entre las longitudes 78,235°-78,290° Oeste y las latitudes 0,444°-0,475° Norte; 2) la segunda zona de estudio local, llevada a cabo por la Universidad Yachay Tech, ubicada entre las longitudes 78,264°-78,276° Oeste y latitudes 0,444°-0,458° Norte. A partir del control topográfico, parametrización de las anomalías de Bouguer, los cálculos de anomalías magnéticas e información de reportes previos, se elaboró un modelo estructural para una zona de interés dentro del área de estudio mayor perteneciente al Complejo Volcánico Chachimbiro, orientado en dirección Norte-Sur. El análisis integrado entre los mapas y el modelo propuesto, permitió definir una sección del basamento volcánico basáltico y cristalino del complejo volcánico, el cual está en contacto con una intrusión ígnea que se aproxima a uno de los sistemas que alimenta la fuente del domo Chachimbiro 4 y a la falla Chachimbiro, responsable de las principales alteraciones hidrotermales y emanaciones gaseosas en superficie.

ÍNDICE DE CONTENIDO

	Página
DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN	viii
ÍNDICE DE CONTENIDO	ix
ÍNDICE DE FIGURAS	xiii
ÍNDICE DE TABLAS	xxiii
CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo general	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 Ubicación del área de estudio	3
1.4 Alcance de la investigación	4
1.5 Antecedentes	5
CAPÍTULO II	7
MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL	7
2.1 Marco Geológico Regional	7
2.1.1 Cordillera Occidental.....	8
2.1.2 Basamento Cretácico	11
2.2. Marco Geológico Local	19
2.2.1 Formación Pallatanga	19
2.2.2 Grupo Río Cala.....	19
2.2.3 Formación Natividad	20
2.2.4 Formación Silante.....	20

2.2.5 Alteración Hidrotermal.....	21
2.2.6 Volcánicos Terciarios y Cuaternarios.....	23
2.3. Marco Estructural	28
2.3.1 Santoniense a Campaniense Temprano (88 – 83 millones de años): Inicio de subducción debajo del <i>plateau</i> oceánico	28
2.3.2 Campaniense a Maastrichtiense (83 – 75 millones de años): Arco de isla Río Cala.....	28
2.3.3 Campaniense Tardío a Maastrichtiense (73 – 70 millones de años): Colisión del Bloque Pallatanga	29
2.3.4 Maastrichtiense Tardío (65 – 60 millones de años): Arco Silante	29
2.3.5 Cenozoico (Paleógeno-Neógeno): Arco Silante.....	30
2.4 Deformaciones tectónicas	31
2.4. Anomalías gravimétricas satelitales del Ecuador	36
2.5. Anomalías magnéticas satelitales del Ecuador	39
2.6. Sistema térmico y volcánico de Chachimbiro	41
CAPÍTULO III	47
MARCO TEÓRICO	47
3.1. Método Gravimétrico	47
3.1.1 Ley de Gravitación Universal.....	48
3.1.2 Gravedad y Forma de la Tierra: geoide y elipsoide.....	49
3.1.3 Correcciones Gravimétricas	50
3.1.4 Anomalías Gravimétricas	58
3.2. Método Magnético	60
3.2.2 La Tierra como dipolo magnético	60
3.2.3 Susceptibilidad magnética	62
3.2.4 Anomalía magnética	63
3.2.5 Modelo de Relieve Global ETOPO1	64
3.2.6 Modelo combinado de campo gravitatorio EIGEN-6C4.....	64

3.2.7 Modelo Digitales de Elevaciones (DEM).....	65
3.2.8 Interpretación gravimétrica y magnética	65
CAPÍTULO IV.....	68
MARCO METODOLÓGICO	68
4.1 Recopilación bibliográfica y de datos satelitales y terrestres	69
4.2 Corrección Topográfica	70
4.3 Cálculo de anomalías gravimétricas y magnéticas	70
4.3 Control estadístico	71
4.4 Generación de mapas	71
4.5 Filtrado	71
4.5.1 Separación regional-residual	71
4.5.2 Reducción al Ecuador.....	72
4.5.3 Derivada Horizontal Total.....	72
4.5.4 Análisis espectral.....	72
CAPÍTULO V	73
ANÁLISIS ESTADÍSTICO	73
5.1 Estudio de parámetros estadísticos	73
5.2 Análisis estadístico de datos topográficos ETOPO1.....	73
5.3 Análisis estadístico de datos topográficos SRTM GL 1	75
5.4 Análisis estadístico de datos de anomalías de Aire Libre regional	77
5.5 Análisis estadístico de datos de anomalías de Aire Libre local	78
5.6 Análisis estadístico de datos de corrección topográfica regional	80
5.7 Análisis estadístico de datos de corrección topográfica local	82
5.8 Análisis estadístico de datos de anomalías de Bouguer simple regional.....	83
5.9 Análisis estadístico de datos de anomalías de Bouguer simple local.....	84
5.10 Análisis estadístico de datos de anomalías de Bouguer total regional	86
5.11 Análisis estadístico de datos de anomalías de Bouguer total local	87
5.12 Análisis estadístico de datos del campo geomagnético regional	89

5.13 Análisis estadístico de datos de anomalía magnética del complejo volcánico	93
5.14 Análisis estadístico de datos topográficos parametrizados	100
CAPÍTULO VI	106
INTERPRETACIÓN DE ANOMALÍAS	106
6.1 Mapa topográfico del área de estudio	106
6.2 Mapa de Anomalías de Aire Libre	108
6.3 Mapa de Iso-Correcciones Topográficas	110
6.4 Mapa de Anomalías de Bouguer del área regional	112
6.6 Mapa de Anomalías de Bouguer del Complejo Volcánico Chachimbiro	117
CAPÍTULO VII	138
SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL	138
7.1 Análisis de tendencias de la anomalía magnética	141
7.2 Análisis de derivadas direccionales	145
CAPÍTULO VIII	150
ESTIMACIÓN DE PROFUNDIDADES Y MODELADO ESTRUCTURAL	150
8.1 Profundidades de fuentes gravimétricas	150
8.2 Profundidades de fuentes magnéticas	151
8.3 Restricciones para el modelo	152
8.3.1 Control de profundidades	152
8.3.2 Geológico - Estructurales	152
8.3.3 Densidades y asociaciones litológicas.....	155
8.3.4 Modelo estructural a partir de datos sísmicos	155
8.5 Estructura cortical derivada de la gravimetría y magnetometría	159
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	164
REFERENCIAS	166
APÉNDICE	176

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1.1. Ubicación del área de interés en una ventana con las estaciones de adquisición magnética terrestre. Mapa geológico tomado de Tipantásig (2017).	4
Figura 2.1. Mapa estructural del límite del norte de los Andes y la región del Caribe Tomado de Vallejo (2007). Modificado de Luzieux <i>et al.</i> (2006).	7
Figura 2.2. Mapa geológico simplificado de Ecuador. Modificado de Litherland <i>et al.</i> (1993); INIGEMM (2017). Depresión Interandina, ID; Terreno Macuchi, TM; Terreno Pallatanga, TPa; Falla Pallatanga, Pa; Falla Cosanga, Co; Falla, Chingual, Ch. Cuencas sedimentarias: Cuenca-Giron-Nabó, CGN; Loja, L; Malacatos-Vilcabamba, MV; Catamayo, C. Zona de estudio enmarcada en el recuadro negro. Tomado de Tamay Grada (2018).	9
Figura 2.8. Columna estratigráfica esquemática de los productos y fases de la evolución del Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado y modificado de Bernard <i>et al.</i> (2009).	26
Figura 2.9. Columna estratigráfica de rocas volcánicas y Cretácicas en el Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado de Ruíz (2011).	27
Figura 2.10. Evolución de la Cordillera Occidental del Ecuador, en el Cretácico Tardío. Tomado de Vallejo (2007).	30
Figura 2.11. Evolución de la Cordillera Occidental del Ecuador a lo largo del Cenozoico Tomado de Vallejo <i>at al.</i> (2020).	31
Figura 2.12. Principales dominios tectónicos y estructuras propuestas para el margen continental del Ecuador. a) Ubicación del Bloque Norandino. b) Modelo propuesto por Ego <i>et al.</i> (1996); fallas Cauca Patía y Romeral, FCPR; falla Chingual-La Sofía, FCS; zona de falla del frente Subandino, ZFFSA. c) Propuesta de White <i>et al.</i> (2003); falla Pallatanga, FP; Río Chingual-La Sofía, RCLS; falla Oriente, FO. d) Propuesta de Alvarado <i>et al.</i> (2016); Zona de falla Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná, CCPP (falla Chingual-La Sofía, ChL; falla Cosanga, Co; falla Pallatanga, Pa; falla Puná, P); falla Quito, Q; falla Latacunga, L. e) Propuesta de Yepes <i>et al.</i> (2016) Cuenca Borbón, B; cuenca Manabí, M; cuenca Progreso, P. Tomado de Tamay Granda (2018).	34
Figura 2.13. Principales estructuras activas del margen de Ecuador y campo de velocidad. a) Ubicación de perfiles a lo largo de los Andes ecuatorianos. b) Perfil 1. Falla Oriente, O; falla Napo, N; falla Cutucú, Cu; falla Méndez, M; falla Chingual, Ch; falla Cosanga, Co; falla Quito, Q; falla Latacunga, L; falla Apuela, A; falla Pallatanga,	

Pa; falla Puná, P; falla Valencia-Maná, VM; falla Buena Fé, Bn; falla Daule, D; falla Quinindé, Qn; falla Jama, Ja; falla Jipijapa, Ji; falla Colonche, C. Tomado y modificado de Tamay Granda (2018).	35
Figura 2.14. Mapa de anomalía de Bouguer del margen de Ecuador basado en datos de satélite. Tomado de Tamay Granda (2018).	36
Figura 2.15. Anomalía gravimétrica del perfil 1°S de latitud. a) Anomalía de Bouguer a partir de datos satelitales y perfiles de campo. b) Anomalía de Aire Libre de satélite y campo. c) Perfil topográfico de satélite y campo. Tomado de Tamay Granda (2018).	37
Figura 2.16. Modelo de anomalía de Bouguer a partir de datos de campo, perfil 1°S. a) Anomalía de Bouguer observada y calculada. b) Perfil topográfico. c) Modelo gravimétrico estructural 2D. Tomado de Tamay Granda (2018).	38
Figura 2.17. Mapas de profundidades de discontinuidad de Moho en Ecuador. a) Modelos gravimétrico de 0,1° de resolución. b) Modelo obtenido a través del Laboratorio de Geomática del Politécnico de Milán. Tomado y modificado de Araujo (2013).	39
Figura 2.18. Mapa de anomalía magnética del margen del Ecuador basado en datos satelitales. Tomado de Tamay Granda (2018).	40
Figura 2.19. Correlación de resultados gravimétricos con geología estructural del Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado de Tipantásig Córdova (2017).	41
Figura 2.20. Modelo gravimétrico estructural de un perfil SO-NE con base a valores de anomalías simples de Bouguer. Tomado de Tipantásig Córdova, (2017).	42
Figura 2.21. Mapa Geológico del Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado de Tipantásig Córdova, 2017.	42
Figura 2.22. Perfil A-B de para la distribución de resistividades por profundidad (Ωm). Tomado de Pilicita. (2016).	43
Figura 2.23. a) Ubicaciones sugeridas para perforación de pozos geotérmicos en el prospecto de Chachimbiro. b) Representación 3D de ubicaciones sugeridas para perforación de pozos geotérmicos en el prospecto de Chachimbiro con Petrel. Tomado de Pilicita (2016).	44
Figura 2. 24. Representación de alta permeabilidad en el área de Chachimbiro. Tomado de Pilicita (2016).	45
Figura 2.25. Modelo geoquímico del Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado de Torres y Urquiza (2013) y modificado por Cevallos Piedra (2018).	46
Figura 3. 1. Atracción de dos masas por efecto gravitatorio.	48

Figura 3.2. a) Altura elipsoidal “h” y altura ortométrica “H” respecto a la configuración del planeta Tierra, considerando un exceso de masa por fuera del elipsoide. b) Exceso de masa por debajo del elipsoide, eleva el geoide “N” por encima del elipsoide. Tomado de Lowrie (2007).	50
Figura 3.3. Representación gráfica de la placa de Bouguer para un volumen cilíndrico. Tomado de Geosoft (2006a).	52
Figura 3.4. Corrección Topográfica mediante (a) la división de la topografía en prismas verticales y (b) añadiendo la corrección para cada elemento cilíndrico de acuerdo a la altura por encima o debajo de la estación de medición. Tomado de Lowrie, 2007.	54
Figura 3.5. Anillos concéntricos usados para calcular las correcciones topográficas de gravedad. Tomado de Lowrie, 2007.	54
Figura 3.6. Zonas determinadas en Oasis Montaj para el cálculo de la Corrección Topográfica. Tomado de Geosoft Inc (2006a).	55
Figura 3.7. Sección triangular de un prisma rectangular recto. Tomado de Geosoft Inc (2006a).	56
Figura 3.8. Atracción gravitacional del prisma cuadrado truncado. Tomado de Geosoft Inc (2006a).	56
Figura 3.9. Atracción gravitacional del segmento anular seccionado. Tomado de Geosoft Inc (2006a).	57
Figura 3.10. Geometría del casquete esférico en relación a la laja horizontal. Tomado de LaFehr (1991).	59
Figura 3.11. Elementos del campo geomagnético. Tomado de Lowrie (2007).	61
Figura 4.1. Representación esquemática de la metodología de trabajo, abarcando las etapas requeridas para el procesamiento e interpretación de los datos.	68
Figura 5.1. Histograma de frecuencias de datos topográficos de ETOPO1.	74
Figura 5.2. Diagrama de caja y bigotes de datos topográficos de ETOPO1.	74
Figura 5.3. Histograma de frecuencias de datos topográficos regionales de SRTM GL1.	76
Figura 5.4. Histograma de frecuencias de datos topográficos locales de SRTM GL1... 76	76
Figura 5.5. Diagrama de caja y bigotes, datos topográficos regionales de SRTM GL 1.	76
Figura 5.6. Diagrama de caja y bigotes, datos topográficos locales de SRTM GL 1..... 77	77
Figura 5.7. Histograma de frecuencias de datos de anomalía de aire libre regional satelital.	78

Figura 5.8. Diagrama de caja y bigotes de datos anomalía de aire libre regional satelital.	78
Figura 5. 9. Histograma de frecuencias de datos de anomalía de aire libre local satelital.	79
Figura 5. 10. Diagrama de caja y bigotes de datos anomalía de aire libre local satelital.	80
Figura 5.11. Histograma de frecuencias de datos de correcciones topográficas regional.	81
Figura 5.12. Diagrama de caja y bigotes de datos de correcciones topográficas regional.	81
Figura 5.13. Histograma de frecuencias de datos de correcciones topográficas local. ..	82
Figura 5.14. Diagrama de caja y bigotes de datos de correcciones topográficas local. .	83
Figura 5.15. Histograma de frecuencias de datos de anomalías de Bouguer simple regional.	84
Figura 5.16. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalías de Bouguer simple regional.	84
Figura 5.17. Histograma de frecuencias de datos de anomalías de Bouguer simple local.	85
Figura 5.18. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalías de Bouguer simple local.	86
Figura 5.19. Histograma de frecuencias de datos de anomalías de Bouguer total regional.	87
Figura 5.20. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalías de Bouguer total regional.	87
Figura 5.21. Histograma de frecuencias de datos de anomalías de Bouguer total local. 88	
Figura 5.22. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalías de Bouguer total local.89	
Figura 5.23. Histograma de frecuencias de datos de inclinación magnética regional. ...	90
Figura 5.24. Diagrama de caja y bigotes de datos de inclinación magnética regional. ...	90
Figura 5.25. Histograma de frecuencias de datos de declinación magnética.	91
Figura 5.26. Diagrama de caja y bigotes de datos de declinación magnética.	91
Figura 5.27. Histograma de frecuencias de datos de intensidad magnética.	92
Figura 5.28. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética.	92
Figura 5.29. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética promedio satelital.	94

Figura 5.30. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética terrestre. ...	95
Figura 5. 31. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética satelital estimada.	96
Figura 5. 32. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética terrestre estimada.	96
Figura 5.33. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética satelital.	97
Figura 5.34. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética terrestre. ...	98
Figura 5.35. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalía magnética terrestre para la zona referenciada a Yachay Tech.	99
Figura 5.36. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalía magnética terrestre promediada para la zona referenciada a la UCE.	99
Figura 5.37. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalía magnética terrestre estimada para la zona referenciada a la UCE.	100
Figura 5.38. Histograma de frecuencias de datos topográficos de UCE para el modelo ETOPO1.	101
Figura 5.39. Diagrama de caja y bigotes para datos topográficos de UCE para el modelo ETOPO1.	101
Figura 5.40. Histograma de frecuencias de datos topográficos de UCE para el modelo digital de elevación de SRTM GL1.	102
Figura 5.41. Diagrama de caja y bigotes para datos topográficos de UCE para el modelo digital de elevación SRTM GL1.	102
Figura 5.42. a) Histograma de frecuencias de datos topográficos de Yachay Tech para para el modelo ETOPO1. b) Histograma de frecuencias de datos topográficos de Yachay Tech para el modelo digital de elevación SRTM GL1.	104
Figura 5.43. a) Diagrama de caja y bigotes de datos topográficos de Yachay Tech para para el modelo ETOPO1. b) Diagrama de caja y bigotes de datos topográficos de Yachay Tech para el modelo digital de elevación SRTM GL1.	104
Figura 5.44. a) Histograma de frecuencias de datos topográficos medidos en superficie. b) Diagrama de caja y bigotes de datos topográficos medidos en superficie. Ambos en el área atribuida por el equipo de la Universidad Yachay Tech.	105
Figura 6.1. Mapa topográfico de la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	107
Figura 6.2. Mapa topográfico de la zona de estudio en el Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	108

Figura 6.3. Anomalía de Aire Libre de datos satelitales de la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	109
Figura 6.4. Anomalía de Aire Libre de datos satelitales de la zona de estudio en el Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	110
Figura 6.5. Correcciones Topográficas de datos satelitales de la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	111
Figura 6.6. Correcciones Topográficas de datos satelitales de la zona de estudio en el Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	112
Figura 6.7. Anomalía de Bouguer Simple de datos satelitales de la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	113
Figura 6.8. Anomalía de Bouguer Total de datos satelitales de la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	115
Figura 6.9. Anomalía de Bouguer Simple de datos satelitales de la zona de estudio en el Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	116
Figura 6.10. Anomalía de Bouguer Total de datos satelitales de la zona de estudio en el Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	116
Figura 6.11. Anomalía de Bouguer Total para la zona de estudio de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	117
Figura 6.12. Anomalía de Bouguer Total para la zona de estudio de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	118
Figura 6.13. Segunda propuesta de anomalía de Bouguer Total para la zona de estudio de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	119
Figura 6.14. Mapa de intensidad magnética regional para noviembre del año 2020 en la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	121
Figura 6.15. Mapa de inclinación magnética regional para noviembre del año 2020 en la zona de estudio en Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	122
Figura 6.16. Mapa de declinación magnética regional para noviembre del año 2020 en la zona de estudio en Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	123

Figura 6.17. Mapa de intensidad magnética (IGRF) para noviembre del año 2020 para el área de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	124
Figura 6.18. Mapa de inclinación magnética para el área de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	125
Figura 6.19. Mapa de declinación magnética para el área de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	126
Figura 6.20. Mapa de intensidad magnética (IGRF) para noviembre del año 2020 para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	127
Figura 6.21. Mapa de inclinación magnética para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	128
Figura 6.22. Mapa de declinación magnética para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	128
Figura 6.23. Mapa de intensidad magnética terrestre para el área de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	129
Figura 6.24. Mapa de anomalías magnéticas terrestres para el área de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	131
Figura 6.25. Mapa de intensidad magnética terrestre para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	132
Figura 6.26. Mapa de anomalías magnéticas terrestres para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	135
Figura 6.27. Mapa de anomalías magnéticas terrestres integradas en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	136
Figura 6.28. Mapa de anomalías magnéticas reducidas al Ecuador para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	137
Figura 7.1. a) Anomalía magnética terrestre. b) Anomalía de Bouguer Total Satelital para la sección de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	138
Figura 7.2. a) Anomalía magnética terrestre. b) Anomalía de Bouguer Total Satelital para la sección de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.	139
Figura 7.3. a) Mapa de Topografía con base al modelo ETOPO1. b) Mapa de Topografía con base al modelo digital de elevación SRTM GL1. Ambos para la sección	

de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.....	139
Figura 7.4. a) Mapa de Topografía con base al modelo ETOPO1. b) Mapa de Topografía con base al modelo digital de elevación SRTM GL1. Ambos para la sección de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.....	140
Figura 7.5. a) Mapa de Topografía con base al modelo digital de elevación SRTM GL1. b) Mapa de Topografía con base a datos terrestres. Ambos para la sección de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.....	141
Figura 7.6. a) 1° Derivada Vertical de la Anomalía Magnética. b) 2° Derivada Vertical de la Anomalía Magnética. c) Anomalía Magnética reducida al Ecuador. d) 1° Derivada Vertical de la Anomalía Magnética reducida al Ecuador.....	142
Figura 7.7. a) 1° Derivada Vertical de la Anomalía Magnética. b) 2° Derivada Vertical de la Anomalía Magnética. c) 1° Derivada Vertical de la Anomalía Magnética reducida al Ecuador.....	143
Figura 7.8. a) 1° Derivada en X de la Anomalía Magnética. b) 1° Derivada en Y de la Anomalía Magnética. Ambas en el perímetro estudiado por el equipo de UCE.....	144
Figura 7.9. Aplicación de filtro de Derivada Horizontal Total para el área de estudio propuesto por la UCE.	145
Figura 7.10. a) Coseno Direccional N45E de la Anomalía Magnética. b) Coseno Direccional N45W de la Anomalía Magnética.....	146
Figura 7.11. a) 1° Derivada del Coseno Direccional N45E de la Anomalía Magnética. b) 1° Derivada del Coseno Direccional N45W de la Anomalía Magnética.	147
Figura 7.12. a) Coseno Direccional N45E de la Anomalía Magnética. b) Coseno Direccional N45W de la Anomalía Magnética.....	148
Figura 7.13. a) 1° Derivada del Coseno Direccional N45E de la Anomalía Magnética. b) 1° Derivada del Coseno Direccional N45W de la Anomalía Magnética.	149
Figura 8.1. Espectro de potencia para la anomalía de Bouguer Total satelital regional.	150
Figura 8.2. Espectro de potencia para la anomalía magnética en el área de Yachay Tech.	151
Figura 8.3. Perfiles sísmicos en tierra a través de los bloques San Lorenzo-Esmeraldas y Piñón. a) Perfil Noroeste-Sureste que muestra una serie de fallas normales inclinadas	

hacia la superficie, al Oeste de la falla mayor Canandé, que limita la cuenca cenozoica de Manabí. b) Perfil Noroeste-Sureste que muestra, al Oeste, un área levantada relacionada con el basamento acústico del Cretácico y un depocentro posiblemente subyacente por un basamento deformado hacia el Este. c) Perfil sísmico Noreste-Sureste muestra un área levantada hacia el Norte, que corresponde al bloque Macuchi expuesto, debido a la presencia de cuerpos intrusivos. Tomado de Aizprua <i>et al.</i> (2020).....	156
Figura 8.4. Modelo de velocidad de funciones receptoras de puntos de conversión comunes adaptativos para destacar propiedades sísmicas de la corteza y manto superior. a) representación topográfica del Ecuador, con las estaciones sísmicas (triángulos invertidos negros) y volcanes (triángulos rojos). La línea negra gruesa representa la discontinuidad de Moho, mientras que la línea negra discontinua marca discontinuidades a menor profundidad que posiblemente se interpreten como el tope de una zona de transición compuesta por rocas más densas. b) perfil A-A' asociado a Chiles-Cerro Negro, al Norte de la Cordillera Occidental. Tomado de Koch <i>et al.</i> (2021).	157
Figura 8.5. Modelo de velocidad de ondas de corte de la inversión conjunta para destacar propiedades sísmicas de la corteza y manto superior. a) representación topográfica del Ecuador, con las estaciones sísmicas (triángulos invertidos negros) y volcanes (triángulos rojos). Las líneas negras continuas y discontinuas se relacionan con límites estructurales corticales debido a la comprensión tectónica y actividad magmática. b) perfil A-A' asociado a Chiles-Cerro Negro, al Norte de la Cordillera Occidental. Tomado de Koch <i>et al.</i> (2021).	158
Figura 8.6. Modelo de velocidad de corte de la inversión conjunta que muestran una visión detallada de la estructura geológica debajo de la Cordillera de los Andes en Ecuador. El polígono negro define las rocas máficas acrecionadas. El polígono naranja representa la corteza superior. El polígono azul define la corteza inferior. El polígono verde representa la corteza continental Sudamericana. Los polígonos rojos representan las rocas parcialmente fundidas. Tomado de Koch <i>et al.</i> (2021).	159
Figura 8.7. Perfil A-A' propuesto para la primera zona de estudio y relación del mapa geológico local con anomalías de Bouguer totales.....	161
Figura 8.8. Perfil A-A' propuesto para la primera zona de estudio y relación del mapa geológico local con anomalías magnéticas.....	161
Figura 8.9. Modelo estructural a lo largo del perfil A-A' a partir de la anomalía de magnética terrestre y Bouguer total en el Complejo Volcánico Chachimbiro.	163

Figura B.1. Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador. Tomado de INAMHI (1982).....	177
Figura B.2. Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador. Tomado de Tamay Granda (2018) y modificado de Hughes y Pilatasig (2002).....	178
Figura C.1. Mapa de Inclinación Magnética. Tomado de NCEI (2020).	179
Figura C.2. Mapa de Declinación Magnética. Tomado de NCEI (2020).....	180
Figura C.3. Mapa de Declinación Magnética. Tomado de NCEI (2020).....	181
Figura D.1. Modelo de resistividades aparentes en el Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado de Pilicita (2016).....	182
Figura D.2. Modelo estructural de intrusiones y ascenso magmático en los domos de Albuji, Hugá y Chachimbiro. Tomado de Pilicita (2016).	182
Figura D.3. Trazado de perfiles en dirección Oeste-Este. Tomado de Araque (2018).	183
Figura D.4. Modelo sobre perfil 1° Sur con contraste de densidades. Tomado de Araque (2018).	183
Figura D.5. Modelo sobre perfil 1° Sur con contraste de susceptibilidades magnéticas. Tomado de Araque (2018).....	184
Figura D.6. a) Intensidad magnética total observada y calculada, reducida al polo (TMI-RTP) a lo largo del perfil, utilizando el campo de referencia geomagnético internacional (IGRF). b) Anomalía de Bouguer observada y calculada. c) Sección geológica estructural. Tomado de Aizprua <i>et al.</i> (2020).....	184
Figura D.7. Modelo estructural con tendencia a cizallamiento, en dirección Noroeste-Sureste, donde se propone como producto de fallas sinestrales-inversas simples por el movimiento de fallas dextrales bajo un régimen transpresional. Tomado de Carranco <i>et al.</i> (2021).	185
Figura D.8. Sección geológica-estructural del Complejo Volcánico Chacana, Ecuador. Tomado de Beate <i>et al.</i> (2010).	185
Figura E.1. Evolución geológica de la Cordillera Occidental del Ecuador desde el Cretácico Tardío hasta el Oligoceno. Tomado de Bernard (2007).....	186
Figura E.2. Reconstrucción paleotectónica de la Cordillera Occidental durante el Oligoceno. Tomado de Bernard (2007).....	186
Figura F.1. Promedio de densidades de rocas ígneas holocristalinas. Tomado de Dobrin <i>et al.</i> (1988).	187
Figura F.2. Promedio de susceptibilidades de materiales. Tomado de Dobrin <i>et al.</i> (1988).	187

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 5.1. Estadística descriptiva de la base de datos topográficos ETOPO1.	73
Tabla 5.2. Estadística descriptiva de la base de datos topográficos SRTM GL 1.	75
Tabla 5.3. Estadística descriptiva de anomalías de Aire Libre regional.....	77
Tabla 5.4. Estadística descriptiva de anomalías de Aire Libre local.	79
Tabla 5.5. Estadística descriptiva de correcciones topográficas regional.	80
Tabla 5.6. Estadística descriptiva de correcciones topográficas local.....	82
Tabla 5.7. Estadística descriptiva de anomalías de Bouguer simple regional.	83
Tabla 5.8. Estadística descriptiva de anomalías de Bouguer simple local.	85
Tabla 5.9. Estadística descriptiva de anomalías de Bouguer total regional.	86
Tabla 5.10. Estadística descriptiva de anomalías de Bouguer total local.....	88
Tabla 5.11. Estadística descriptiva de inclinación magnética regional.	89
Tabla 5.12. Estadística descriptiva de declinación magnética regional.	90
Tabla 5.13. Estadística descriptiva de intensidad magnética regional.	92
Tabla 5.14. Estadística descriptiva de intensidad magnética promedio en la primera zona.....	94
Tabla 5.15. Estadística descriptiva de intensidad magnética estimada en la primera zona.	95
Tabla 5.16. Estadística descriptiva de intensidad magnética en la segunda zona.	97
Tabla 5.17. Estadística descriptiva de anomalías magnéticas en CVCH.	99
Tabla 5.18. Estadística descriptiva de modelos de datos topográficos de área UCE. ...	101
Tabla 5.19. Estadística descriptiva de modelos de datos topográficos de área Yachay.	103
Tabla 5.20. Estadística descriptiva de entre de datos topográficos medidos en superficie y modelo digital de elevación SRTM GL1 del área Yachay.....	105
Tabla 8.1. Profundidad de las fuentes obtenidas a partir del espectro de potencia de anomalía de Bouguer Total Satelital.....	150
Tabla 8.2. Profundidad de las fuentes obtenidas a partir del espectro de potencia de anomalía magnética.	151
Tabla F.1. Densidades y susceptibilidades magnéticas de cuerpos geológicos en la Cordillera Occidental. Tomado de Araque (2018).....	188

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

La Cordillera Occidental del Ecuador es considerada una de las cinco provincias tectónicas del país, con una corteza oceánica alóctona, afectada principalmente por fallas transcurrentes dextrales en sentido Norte-Sur, las cuales se aproximan a secuencias volcano-sedimentarias (Jaillard *et al.*, 2005). Esto permite la existencia de una compleja configuración tectono-estratigráfica asociada a un cúmulo de edades distintas (Vallejo, 2007).

De acuerdo a estudios geológicos y geoquímicos previos realizados en la Cordillera Occidental, se han interpretado secuencias depositadas en un ambiente de arco de islas con erupciones explosivas submarinas (Boland *et al.*, 2000; Hughes y Pilatasig, 2002), lo cual se conoce hoy día como Arco Volcánico Cuaternario del Ecuador, ubicado en la Cordillera Andina. Esto ha dado como resultado la existencia de un basamento volcánico basáltico, tal como la Unidad Pallatanga que está caracterizada por rocas máficas y ultramáficas, bajo efectos de alteración hidrotermal de fondo marino en facies de esquistos verdes baja a intermedia (Vallejo, 2007).

Estudios sobre la evolución geoquímica, geocronológica, isotópica y magnética del Complejo Volcánico Chachimbiro han permitido modelar la evolución de su sistema en función de las evidencias volcánicas y los atributos asociados al flujo de calor (Bellver-Baca *et al.*, 2019). En consecuencia, una corteza suficientemente extensa experimenta un gradual proceso de madurez térmica debido a que su régimen de esfuerzo compresional ejercido regionalmente le permite almacenar magma a ciertas profundidades (Guillier *et al.*, 2001).

Estudios geocronológicos, geoquímicos, geológicos y geofísicos enfocados en el área de Chachimbiro, han permitido catalogarlo como un estratovolcán potencialmente activo, a pesar de haber tenido su última erupción hace menos de 2.000 años (Robles Hidalgo *et al.*, 2014). En adición, se identificaron cerca de 25 erupciones durante los últimos 50.000 años, durante su última edificación (Bernard *et al.*, 2011). En función del estudio volcánico, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (Robles Hidalgo *et al.*, 2014) ha instalado una red de monitoreo instrumental para analizar su

desarrollo superficial a través de su baja actividad sísmica, deformaciones y fuentes hidrotermales de baja temperatura.

Desde los últimos 10 años, se han impulsado investigaciones geofísicas para caracterizar el volcán Chachimbiro y correlacionar sus propiedades físicas con las investigaciones de campo llevadas a cabo en materia de geoquímica y geología. Datos basados en la geocronología y termocronología del mismo, han permitido catalogarlo como el Complejo Volcánico Chachimbiro. Sin embargo, su caracterización por medio de métodos geofísicos no ha sido llevada a cabo en su máxima capacidad, ni ha tenido un impacto significativo. Actualmente se pueden emplear técnicas de prospección geofísica de datos potenciales terrestres, tales como la gravimetría y la magnetometría e integrarlos con datos gravimétricos satelitales que permitirán mejorar la comprensión de la estructura del Complejo Volcánico Chachimbiro.

Los métodos gravimétricos, magnéticos y magnetotelúricos son herramientas de prospección geofísica que también permiten analizar el comportamiento de las propiedades físicas de las rocas en presencia de sistemas hidrotermales, así como la detección de focos termales relacionados tanto a estructuras como anomalías a diferentes niveles de profundidad. El manejo de datos terrestres y satelitales facilita un correcto y confiable nivel de control para elaborar mapas de distintas anomalías y modelos estructurales que permitan mejorar el criterio tectónico que pueda tener el Complejo Volcánico Chachimbiro para futuros aprovechamientos, debido a su alto interés nacional por ser un geositio de la Provincia de Imbabura catalogado como Geoparque Global (UNESCO, 2019).

En vista de lo anterior, este trabajo de investigación aspira contribuir a la caracterización estructural del subsuelo del Complejo Volcánico Chachimbiro a partir de la integración de datos gravimétricos y magnéticos.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Caracterizar desde el punto de vista estructural el subsuelo del Complejo Volcánico Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Ecuador, mediante la integración de datos gravimétricos y magnéticos.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Interpretar las anomalías de Bouguer y magnéticas asociadas al Complejo Volcánico Chachimbiro.

2. Analizar la relación entre las anomalías gravimétricas y magnéticas con la topografía y su significado en términos del tectonismo y vulcanismo.
3. Proponer un modelo estructural del subsuelo del Complejo Volcánico Chachimbiro a través de uno o dos perfiles gravimétrico-magnéticos.

1.3 Ubicación del área de estudio

El Complejo Volcánico Chachimbiro está ubicado en la provincia de Imbabura, a 70 km al Norte de Quito y 17 km al Noroeste de la ciudad Ibarra, sobre el límite que contrasta la Cordillera Occidental y el Valle Interandino. El volcán cuenta con 12 km de diámetro y está ubicado a poco más de 4.000 msnm (Bernard *et al.*, 2011).

El área de estudio abarca la región noroccidental de Ecuador, comprendida entre las longitudes 78,10°-78,50° Oeste y las latitudes 0,3°-0,7° Norte (figura 2.1). Su basamento es Cretácico y está comprendido por la Unidad Pallatanga y el Grupo Río Cala. La Formación Natividad, junto con la Formación Silante y la Unidad Pilatón, complementan su geología local (figura 1.1).

La primera zona de estudio local, llevada a cabo entre noviembre del año 2011 y febrero del año 2012 por la Universidad Central del Ecuador, está geográficamente limitada entre las longitudes 78,235° y 78,290° Oeste y las latitudes 0,444° y 0,475° Norte. La segunda zona de estudio local, llevada a cabo en noviembre del año 2020 por la Universidad Yachay Tech, está geográficamente limitada entre las longitudes 78,264° y 78,276° Oeste y latitudes 0,444° y 0,458° Norte. La geología local está destacada por su basamento Cretácico Tardío, así como también por sus edificaciones volcánicas cuaternarias evidenciadas en la actualidad por las unidades Huanguillaro (CH-1) y Tumbatú (CH-2), y los domos Albuji (CH-3/A), Hugá (CH-3/H) y Chachimbiro (CH-4).

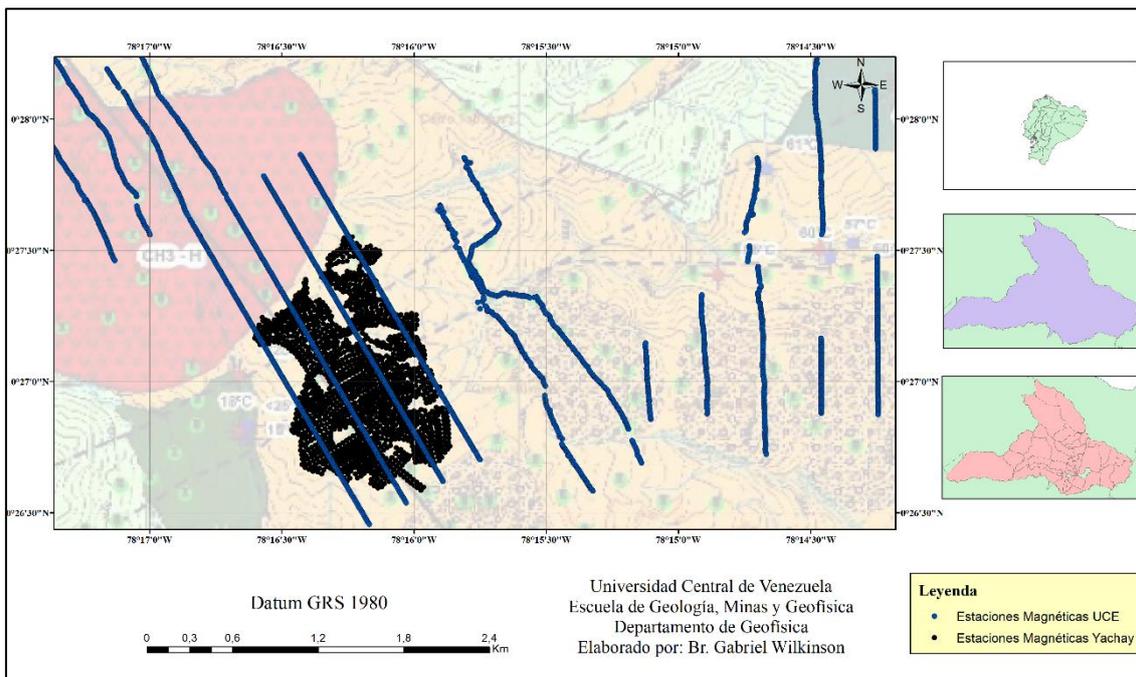


Figura 1.1. Ubicación del área de interés en una ventana con las estaciones de adquisición magnética terrestre. Mapa geológico tomado de Tipantásig (2017).

1.4 Alcance de la investigación

Para alcanzar los objetivos planteados se realizarán mapas topográficos y gravimétricos regionales satelitales, conjunto a la inclinación, declinación e intensidad del campo geomagnético, que requerirán cubrir un área de aproximadamente 1.982 km^2 , con una densidad aproximada de 40.200 datos satelitales de topografía y de anomalía de aire libre. De igual forma, se realizarán mapas de anomalías magnéticas y de sus respectivos filtros, con base a 4.032 datos de intensidad magnética terrestre, de los cuales 2.407 pertenecen a la Universidad Central del Ecuador y están comprendidos en un área de aproximadamente 16 km^2 , y 1.624 pertenecientes a la Universidad Yachay Tech, comprendidos en un área aproximada a $2,35 \text{ km}^2$.

Entre las estaciones gravimétricas existe una separación de 0,002 grados arco, aproximadamente 200 metros. Por otro lado, las estaciones de intensidades magnéticas correspondientes al estudio perteneciente a la Universidad Central del Ecuador (López y Zura, 2013) poseen un distanciamiento de 12,5 metros entre sí, mientras que aquellos pertenecientes al estudio llevado a cabo por la Universidad Yachay Tech (Pauta Ordoñez, 2021), poseen un distanciamiento de 30 metros por estación.

A partir de esta base de datos se realizarán procesos de separación regional-residual con el fin de precisar las respuestas gravimétrico-magnéticas que caracterizan a los cuerpos ígneos presentes en la zona de estudio, con énfasis particular en el Complejo

Volcánico Chachimbiro, ubicado en la Provincia de Imbabura, Ecuador. Finalmente, se realizarán análisis espectrales de los datos gravimétricos y magnéticos para determinar las profundidades de las fuentes de anomalías; esta información permitirá imponer las adecuadas restricciones geológico-geofísicas para el modelado cortical del subsuelo en la región objeto de estudio y servirá para la mejor definición de las estructuras geológicas que serán estudiadas en función de la información geológica, geofísica, geodinámica y estructural disponible.

1.5 Antecedentes

Pauta Ordóñez (2021) destaca el Complejo Volcánico Chachimbiro, ubicado al Norte del Ecuador, como uno de los sitios con mayor potencial en aprovechamiento de fuentes térmicas, cuya fase de exploración está desarrollándose a través de estudios de campo realizados por investigadores de dicho país. Esta investigación de pregrado ofrece una caracterización del modelo tectónico enfocado en fuentes térmicas, partiendo de mediciones de intensidades magnéticas de alta resolución con un distanciamiento de aproximadamente 30 metros entre los puntos de medición dentro de la zona de interés. Junto con las mediciones anteriormente mencionadas, se realizaron dos líneas de estudio con un distanciamiento aproximado de 5 metros entre puntos y perpendicularmente a las fallas locales, a modo de reconocer las estructuras someras del sistema. Contando con un total de 1.624 de estaciones adquiridas mediante el magnetómetro G-856AX, se realizó un proceso de correcciones por efecto de la interacción entre la magnetósfera y el sol en la respectiva ubicación, así como las respectivas calibraciones debido al alto índice de sensibilidad del equipo de medición ante el campo magnético terrestre. Su procesamiento permitió obtener mapas de anomalías magnéticas y un modelo de anomalías magnéticas en tres dimensiones en sentido Sur-Norte. Entre las múltiples variables y factores que influyen en el estudio de propiedades magnéticas, se resalta la interpretación de los procesos físicos y químicos que afectan a las rocas adyacentes a fallas geológicas. Esto permitió diferenciar anomalías magnéticas relacionadas a distintas fuentes tales como la topografía, fallamiento y alteraciones hidrotermales, las cuales representan un aporte esencial para comprender la evolución y el desarrollo del Complejo Volcánico Chachimbiro desde el punto de vista geofísico.

Tipantásig (2017) aplicó la adquisición gravimétrica mediante 234 estaciones de gravedad relativa, espaciadas 250 metros entre sí y referenciadas con apoyo de un sistema de posicionamiento global diferencial. Para ello, fue empleado un gravímetro SCINTREX CG-5 y un GPS Diferencial TRIMBLE R10. Utilizando una metodología

de procesamiento que abarca correcciones por deriva instrumental, elipsoide, marea, presión atmosférica, aire libre y efecto Bouguer, se obtuvo un mapa de anomalía simple de Bouguer del Complejo Volcánico Chachimbiro. Esto permitió clasificar anomalías gravimétricas con valores altos, intermedios y bajos, asociadas a depósitos de distintas litologías y estructuras tanto intrusivas como dispersas. Por otra parte, se confirma la existencia de un sistema hidrotermal y la posible presencia de un cuerpo intrusivo en profundidad, lo que implica un aporte destacable a tomar en consideración para la interpretación gravimétrica estructural en contraste con datos gravimétricos satelitales.

López y Zura (2013) correlacionan estudios magnéticos y gravimétricos con la geología del Complejo Volcánico Chachimbiro, mediante exploraciones de campo. Para ello, realizaron su respectiva adquisición con un gravímetro Lacoste & Romberg y un magnetómetro de precesión protónica. El estudio gravimétrico consistió en levantar 700 estaciones con un espaciamiento aproximado de 500 metros para alcanzar un área de aproximadamente 105 km². Por otro lado, el estudio magnético se desarrolló en un área de 16 km², lo cual permitió adquirir 2.408 puntos de interés distribuidos 12,5 metros entre sí. En la secuencia del orden establecido para el procesamiento de sus datos, se corrigió la variación diurna del campo magnético de la zona de estudio, así como también la deriva instrumental de los datos gravimétricos. En función del análisis realizado, se destacaron cinco tipos de alteraciones hidrotermales con relación a la variación de temperatura, fallas y distintos niveles de profundidad. Su aporte es fundamental debido a que ofrece una abundante cantidad de datos terrestres adquiridos en el área de exploración, tal como el resto de antecedentes, siendo de utilidad para profundizar las técnicas de procesamiento e interpretación de los mismos.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL

2.1 Marco Geológico Regional

El límite Norte de los Andes se evidencia como un margen activo caracterizado por una intensa actividad tectónica que ha deformado la corteza terrestre, producto de la subducción de la Placa Nazca con relación a la Placa Sudamericana (Gutscher *et al.*, 1999) con una tasa media de desplazamiento de 58 mm/año (Trenkamp *et al.*, 2022); generando levantamientos de la misma asociada a una alta actividad sísmica y volcánica. Esta relación tectónica es sinónimo de una convergencia entre placas oceánica y continental, cuya acción ha derivado en arcos volcánicos en la superficie terrestre. Adicionalmente, el límite Norte de los Andes se destaca por la composición de bloques alóctonos de origen oceánico, los cuales se asocian al Cretácico. La acreción documentada se evidencia a través de la orogénesis, el levantamiento superficial y la composición del arco volcánico en este límite (Spikings *et al.*, 2001).

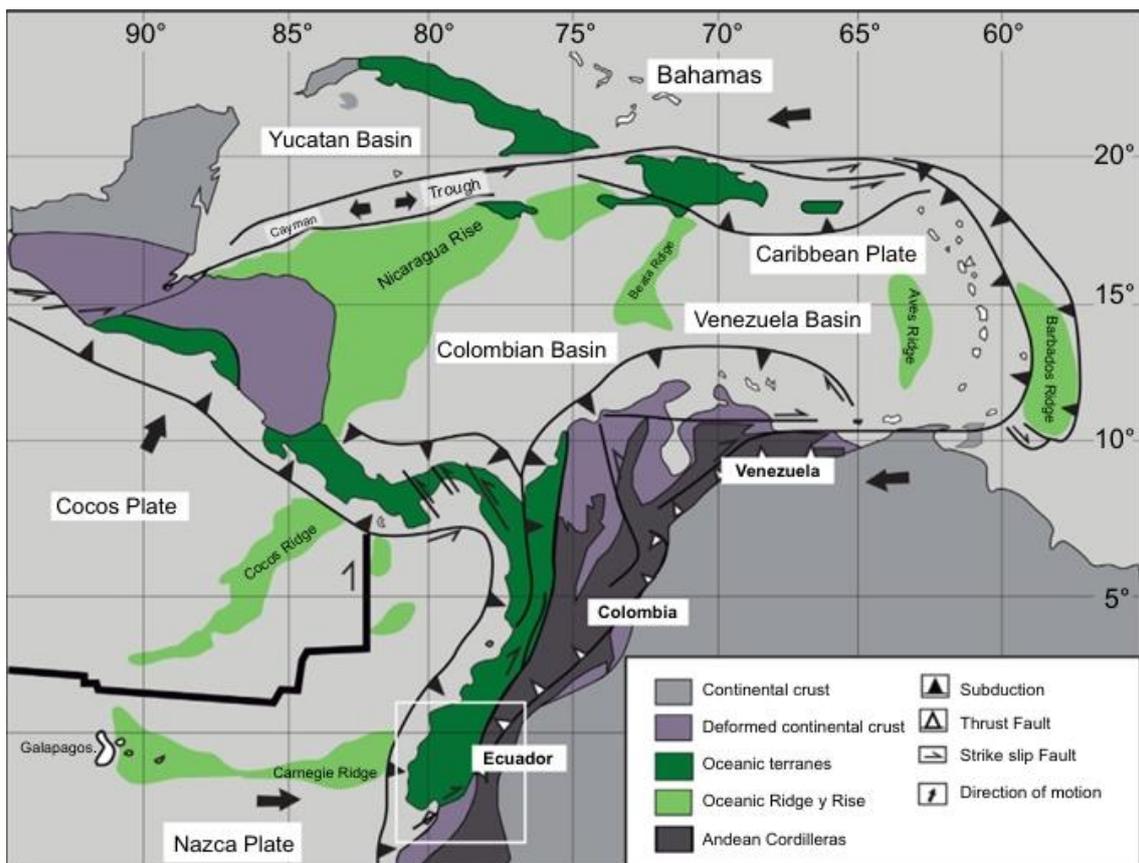


Figura 2.1. Mapa estructural del límite del norte de los Andes y la región del Caribe Tomado de Vallejo (2007). Modificado de Luzieux *et al.* (2006).

2.1.1 Cordillera Occidental

En el caso de la región ecuatoriana, la interacción entra ambas resulta ortogonal, hundiéndose la placa de Nazca hacia el Este con un ángulo entre 25°-35°, con discontinuidad a una profundidad de 200 km aproximadamente (Guillier *et al.*, 2001). La formación de la Cordillera de los Andes se atribuye a los eventos consecuentes del margen activo, dividiéndose en dos cadenas montañosas: Cordillera Occidental y Cordillera Oriental, siendo esta última mayormente conocida como Cordillera Real.

La Cordillera Occidental del Ecuador se considera una de las cinco regiones morfo-tectónicas del Ecuador, compuesta tanto por rocas máficas y ultramáficas oceánicas alóctonas derivadas del *plateau* del Caribe y Colombia, como por rocas intrusivas y extrusivas intermedias tectónicamente yuxtapuestas con la mayoría de los depósitos turbidíticos pertenecientes al Cretácico Tardío hasta el Oligoceno (Vallejo, 2007). Por otro lado, el Valle Interandino, considerado como otra región morfo-tectónica, comprende depósitos de rocas volcano-sedimentarias del Plioceno y Cuaternario, y se caracteriza por la presencia de un arco volcánico (Ortiz, 2013).

El estudio y la caracterización de la Cordillera Occidental han sido producto de estudios detallados desde hace más de 130 años, iniciando con la descripción de sus rocas volcánicas como rocas porfídicas y de facies esquistos verdes (Wolf, 1892). Posteriormente, Groosens y Rose (1973) destacaron los basaltos de la Formación Piñón como parte del Complejo Ígneo Básico. Seis años más tarde, Henderson (1979) se centra en la clasificación del subsuelo de la región debido a la existencia de lavas toleíticas y calco-alcalinas, lo que le permitió establecer la Formación Macuchi. No menos importante, se fundamenta en la depositación de turbiditas desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno, permitiendo definir la Formación Yunguilla. Esta última secuencia turbidítica perteneciente al Cretácico Tardío fue diferenciada por Agüez en 1886, junto con la Formación Apagua que posee la misma secuencia perteneciente específicamente al Eoceno.

Mediante la adquisición de datos geoquímicos pertenecientes a rocas volcánicas, Mamberti (2001) determinó que la Formación San Juan tiene un origen plutónico en relación a un *plateau* oceánico. Del mismo modo, Kerr *et al.* (2002) y Hughes y Pilatasig (2002) validaron la caracterización de la Formación Pallatanga de tipo *plateau* oceánico, las formaciones Naranja y Macuchi asociadas a toleítas de arco de islas, la Formación La Portada asociada a basaltos de cuenca de retro-arco y la Formación Silante por lavas calco-alcalinas.

Investigadores como Mamberti *et al.* (2003), Jaillard *et al.* (2004) y Toro *et al.* (2005), identificaron que el Bloque Pallatanga en realidad consta de dos secuencias distintas de *plateau* oceánico, de edades Albiense y Cretácico Tardío, denominadas las secciones de San Juan-Multitud y Guaranda, respectivamente. Según Jaillard *et al.* (2004), la sección San Juan-Multitud se unió al margen continental entre aproximadamente 85-80 Ma, mientras que la sección de Guaranda entre 68-65 Ma.

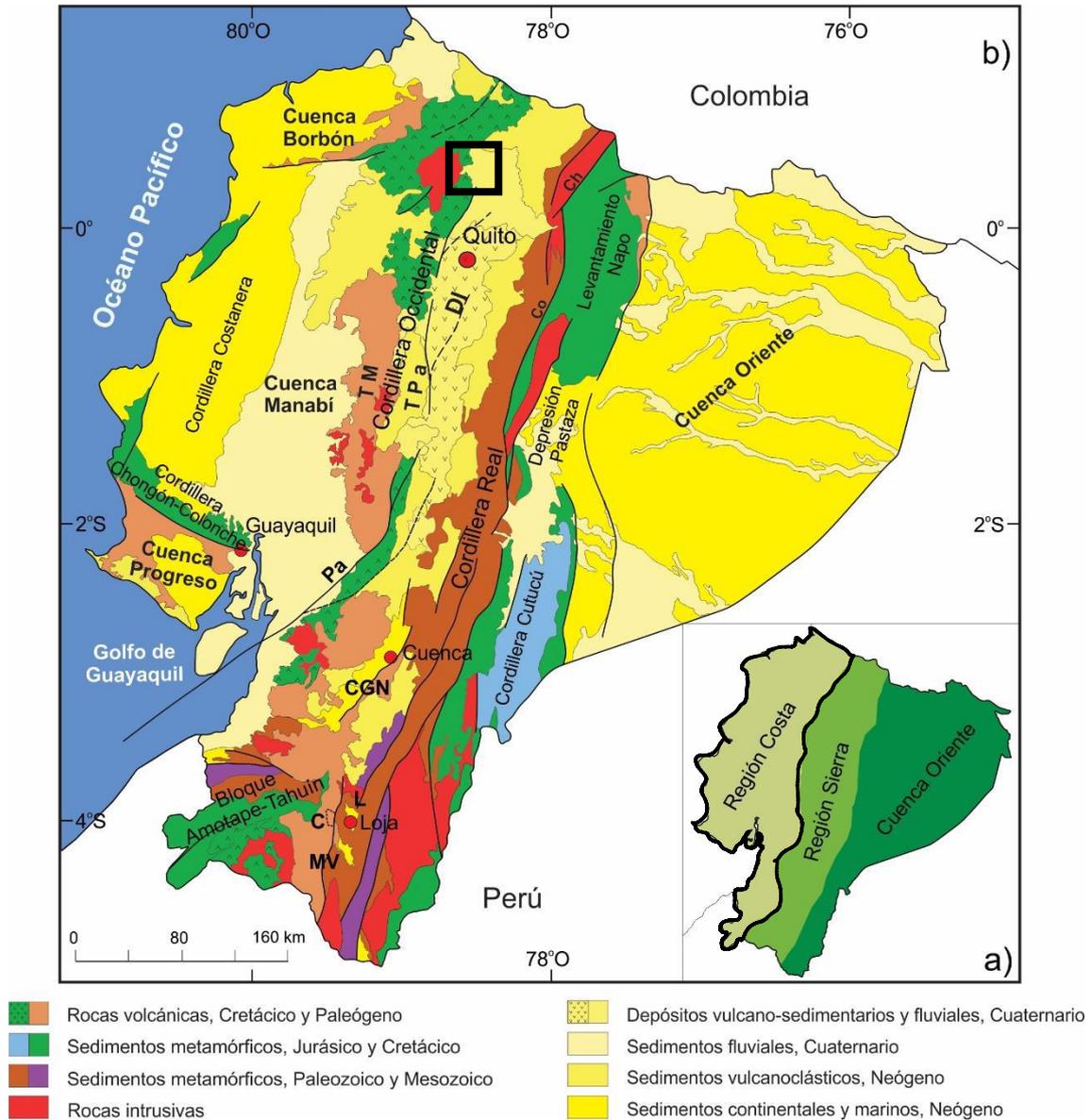


Figura 2.2. Mapa geológico simplificado de Ecuador. Modificado de Litherland *et al.* (1993); INIGEMM (2017). Depresión Interandina, ID; Terreno Macuchi, TM; Terreno Pallatanga, TPa; Falla Pallatanga, Pa; Falla Cosanga, Co; Falla, Chingual, Ch. Cuencas sedimentarias: Cuenca-Giron-Nabó, CGN; Loja, L; Malacatos-Vilcabamba, MV; Catamayo, C. Zona de estudio enmarcada en el recuadro negro. Tomado de Tamay Grada (2018).

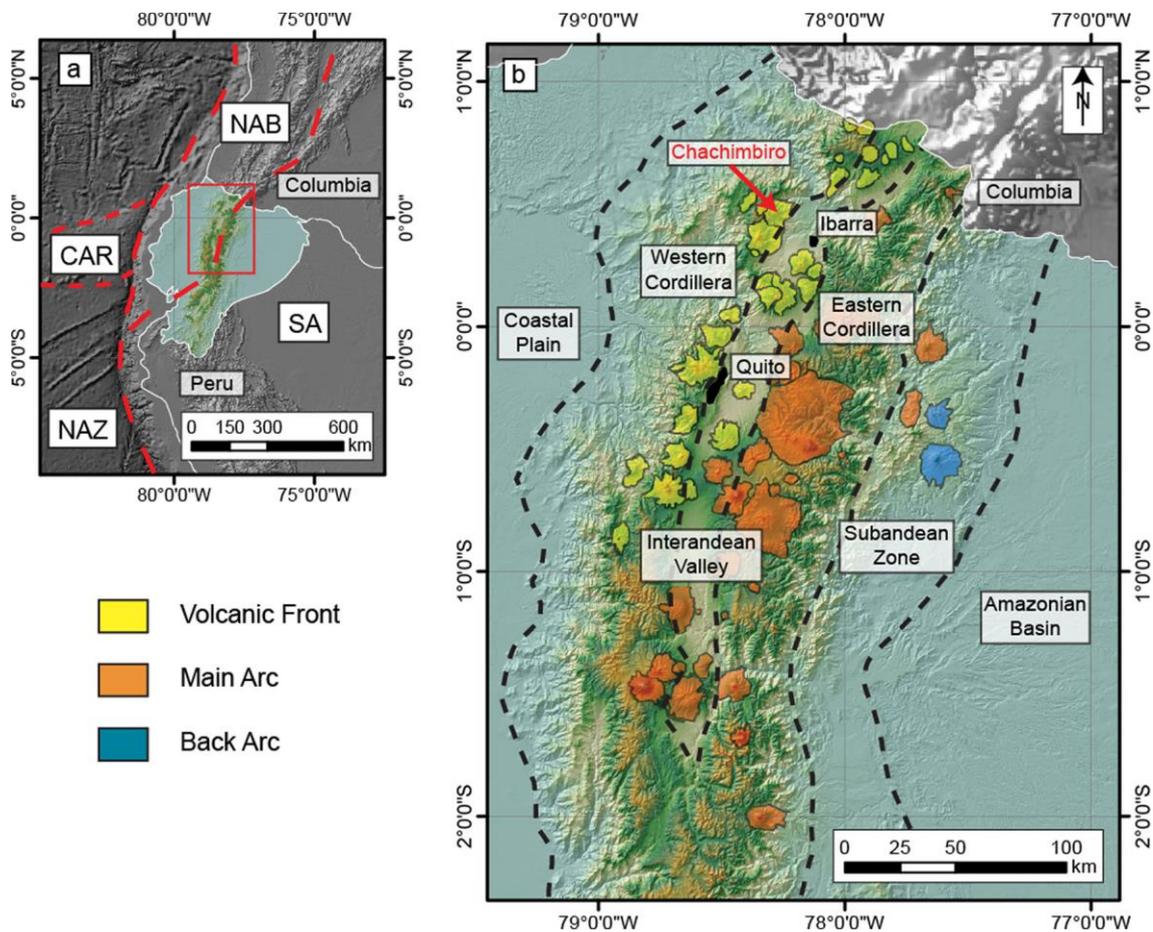


Figura 2.3. Ubicación del volcán Chachimbiro en el Frente Volcánico del Ecuador. CAR: Cordillera Carnegie; NAB: Bloque Norandino; NAZ Placa de Nazca; SA: Placa Suramericana; Volcanic Front: Arco anterior; Main Arc: Arco principal; Back Arc: Arco posterior. Tomado de Bernard *et al.* (2014) y modificado de Monzier *et al.* (1997).

2.1.2 Basamento Cretácico

En principio, el basamento de la Cordillera Occidental del Ecuador se considera de origen cristalino alóctono, ubicado en el Bloque Pallatanga de la región. Este último está limitado al Oeste por la zona de cizalla Chimbo-Toachi y al Este por la falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga (Hughes y Pilatasig, 2022).

El basamento está representado por las formaciones Pallatanga, Río Cala y Natividad. La Formación Pallatanga se considera el basamento de la Cordillera Occidental y está compuesta principalmente por rocas basálticas, microgabros, diabasas, peridotitas, lavas almohadillas y doleritas masivas. Por otro lado, el Grupo Río Cala descansa sobre la Formación Pallatanga y está compuesto principalmente por lavas basálticas a andesíticas masivas, brechas volcánicas y areniscas volcanoclásticas. La Formación Natividad está relacionada con el Grupo Río Cala, compuesta por rocas sedimentarias del complejo, correlacionadas con turbiditas depositadas durante el Eoceno (Granda, 2011).

2.1.2.1 Formación San Juan

Hughes y Pilatasig (2002) propusieron que la Formación San Juan representa la raíz ultramáfica de las rocas magmáticas del Bloque Pallatanga. Posteriormente, Mamberti *et al.* (2004) utilizaron datos geoquímicos para sugerir que la Formación San Juan representa una cámara magmática que existió en un entorno de *plateau* oceánico.

En la localidad tipo, la Formación San Juan es una secuencia ultramáfica que incluye peridotitas serpentinizadas, peridotitas cumulativas laminadas de grano fino, dunitas, gabros cumulativos laminados de olivino, gabros con anfíbol de grano fino a grueso, noritas, y localmente anortositas y doleritas (Vallejo, 2007). En adición, se resalta que las rocas de esta formación muestran una alteración hidrotermal generalizada, con piroxeno reemplazado parcial o totalmente por anfíbol.

Toda la secuencia tiene una inclinación de 80° hacia el Este y está perturbada por una intrusión constituida por gabros pegmatíticos, doleritas y diques de dacita. En la localidad tipo, fallas con orientación Norte-Sur separan la Formación San Juan de la Formación Yunguilla al Este y de la Formación Pallatanga al Oeste (Vallejo, 2007).

De acuerdo a Vallejo (2007), la Formación San Juan está expuesta al Oeste de la aldea de San Juan, a lo largo del río Saloya y a lo largo de la carretera Quito-Chiriboga, que corre paralela al río. Adicionalmente, se pueden observar afloramientos aislados de gabros al Este de la aldea de Totorá, en el centro del país.

2.1.2.2 Formación Pallatanga

Está ubicada en el borde oriental de la Cordillera Occidental del Ecuador y representa el basamento del mismo. Su origen se debe a bloques tectónicos separados por fallas de tendencia Norte-Sur y está conformada por formaciones volcánicas y sedimentarias que pueden dividirse en cinco categorías: rocas de basamento, las cuales incluyen basaltos de la Formación Pallatanga y rocas ultramáficas del complejo de San Juan; rocas volcanoclásticas del arco de Río Cala y lavas basálticas submarinas del Cretácico Tardío (Vallejo *et al.*, 2019); depósitos submarinos del Grupo Angamarca del Paleoceno-Eoceno (Hughes y Pilatasig, 2002); y rocas volcanoclásticas de origen calcialcalino y volcánicas subaéreas del Oligoceno-Mioceno (Vallejo *et al.*, 2019), ubicadas en la Formación Saraguro. Debido a que los basaltos presentan numerosas similitudes químicas con los asociados al *plateau* del Caribe, se cree que éstos se desarrollaron en un entorno interoceánico (Luzieux *et al.*, 2006).

De acuerdo a Vallejo (2007), las rocas de la Formación Pallatanga han experimentado diversos grados de alteración hidrotermal en el lecho oceánico, bajo condiciones de facies de esquistos verdes de grado bajo a intermedio grado. Esto ha causado frecuentemente una reorganización significativa de las fases ígneas primarias, resultando en la sustitución de plagioclasa por albita y/o minerales arcillosos y la transformación de clinopiroxeno en clorita (Vallejo, 2007).

2.1.2.3 Grupo Río Cala

Se constituye por las formaciones volcánicas Río Cala, Natividad y La Portada, así como también por las formaciones sedimentarias Mulaute y Pilatón. Sus secuencias fueron depositadas en un arco de isla intraoceánico por encima de la Formación Pallatanga, durante el Cretácico Tardío (Vallejo *et al.*, 2009).

2.1.2.3.1 Formación Río Cala

Según Boland *et al.* (2000), Kerr *et al.* (2002a) y Vallejo (2007), la Formación Río Cala comprende principalmente lavas basálticas a andesíticas masivas, brechas volcánicas y areniscas volcanoclásticas en menor proporción. En adición, Boland *et al.* (2000) la describieron como una serie de capas de andesitas que están suprayacidas e intercaladas con andesitas y brechas volcánicas de la Formación Río Cala.

Desde el punto de vista tectónico, se entiende que las rocas volcánicas de la Formación Río Cala se produjeron por subducción hacia el Este, debajo de un *plateau* oceánico acrecionado en un entorno de arco continental (Kerr *et al.*, 2002a). Con base a

su relación con la Formación Natividad, se sugiere que la Formación Río Cala también se depositó durante el Campaniense y Maastrichtiense (Wilkinson, 1998).

2.1.2.3.2 Formación Natividad

Egüez *et al.* (1988) correlacionaron estas rocas sedimentarias con las turbiditas de la Formación Cayo de la Sierra y posteriormente Van Thournout (1991) se refirió a las mismas rocas sedimentarias turbidíticas en el Norte de la Cordillera Occidental como las formaciones Mirador y San Jerónimo. Estudios llevados a cabo en varias secciones de la vía Otavalo-Selva Alegre, la cual pertenece a la Formación Mirador, demostraron que los afloramientos estaban compuestos por una serie turbidítica, intercalada con lavas amigdaloides y brechas, con intrusiones por diques y sills andesíticos enriquecidos con cristales de clinopiroxeno (Vallejo, 2007).

Con base a observaciones previas llevadas a cabo en afloramientos de múltiples pueblos del borde oriental de la Cordillera Occidental, tal como en Nono, se identificaron exposiciones de rocas sedimentarias marinas intercaladas con rocas volcánicas (Vallejo, 2007). Por otro lado, en la carretera Salinas-Lita se reconocieron intercalaciones de turbiditas con rocas volcánicas primarias que resultan petrográficamente similares a las estudiadas en la Formación Río Cala.

La Formación Natividad se caracteriza por ser una secuencia de sedimentos marinos constituidos por areniscas turbidíticas, lutitas, cherts de tonalidades gris verdoso a negro, y lavas y tobas intercaladas de composición basáltica (Vallejo, 2007). Cabe destacar que las areniscas están fuertemente silicificadas y tectonizadas, caracterizadas por la existencia de abundante epidota que ha sido producto de metamorfismo de bajo grado asociado a minerales máficos (Vallejo, 2007). Con base a estudios de foraminíferos presentes en el área de estudio, se determinó que la Formación Natividad fue depositada durante el Campaniense y Maastrichtiense (Wilkinson, 1998).

2.1.2.3.3 Formación La Portada

En principio, esta formación se caracteriza por ser una secuencia de sedimentos marinos constituidos por areniscas, lutitas, cherts, de tonalidades gris verdoso a negro; destacando intercalaciones de lavas de composición basáltica a andesita basáltica (Vallejo, 2007). De acuerdo a estudios bioestratigráficos realizados por Wilkinson (1998), la edad de la Formación La Portada consta desde el Santoniense hasta el Campaniense Temprano; entre 83 a 86 millones de años. Estas edades se determinaron a

partir de fósiles de foraminíferos recuperados de lutitas intercaladas dentro de las lavas almohadillas a lo largo de la carretera Otavalo-Selva Alegre (Wilkinson, 1998).

En este contexto, la Formación La Portada comprende basaltos almohadillados y lavas en cuerdas en el tramo de la carretera Otavalo-Selva Alegre (Vallejo, 2007). Estos basaltos son afíricos y presentan una matriz vítrea que ha recristalizado parcialmente en pumpellita, clorita y epidota. Es común encontrar vetas de calcita y vacuolas rellenas de zeolita, asociadas a una alteración hidrotermal más intensa hacia el contacto con la Formación Silante. Las lavas expuestas al Oeste del pueblo de La Concepción están menos oxidadas y la alteración hidrotermal se manifiesta por abundantes grietas rellenas de calcita.

Según Vallejo (2007), los basaltos almohadillados de la Formación La Portada que se exponen a lo largo de la carretera Otavalo-Selva Alegre están en contacto tectónico con las turbiditas de la Formación Natividad al Este y con las rocas volcanoclásticas de la más joven Formación Silante al Oeste. Cerca del pueblo de La Concepción, las turbiditas de la Formación Natividad están en contacto tectónico con las rocas volcánicas deformadas de la Formación La Portada.

2.1.2.3.4 Formación Mulaute

Hughes y Bermúdez (1997) caracterizaron la Formación Mulaute como una secuencia mixta volcánico-sedimentaria que aflora a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo, cuya facies resulta litológicamente similar a la Formación Pilatón. Asimismo, Egüez (1986) la define como un conjunto de rocas basálticas con sedimentos turbidíticos intercalados, de espesor medio a grueso, conformadas por plagioclasas, piroxenos y epidotas. Estos sedimentos se depositaron en la zona proximal de un abanico turbidítico submarino, cuyo origen se relaciona a una fuente volcánica contemporánea con características de arco insular (Vallejo, 2007).

De acuerdo a Vallejo (2007), los sedimentos son producto de una fuente volcánica de composición intermedia a básica. Éstos se componen también por conglomerados volcánicos, brechas, areniscas, limolitas verdes y cherts de tonalidades grises a negras. A su vez, la existencia de abundante epidota, pumpellita y clorita dentro de las rocas volcánicas sugiere la experimentación de metamorfismo de bajo grado.

2.1.2.3.5 Formación Pilatón

La Formación Pilatón tiene un espesor aproximado de 2.000 metros y está compuesta por areniscas turbidíticas de lechos gruesos, ricas en fragmentos volcánicos, y microbrechas que contienen fragmentos líticos volcánicos. Estas areniscas se caracterizan por lechos gruesos que se depositaron a través de flujos turbidíticos de alta densidad, los cuales re trabajaron tobas primarias. La composición de las areniscas turbidíticas consta principalmente de plagioclasa, piroxeno y epidota. Posteriormente, éstos parcialmente reemplazaron los minerales máficos debido a un metamorfismo de bajo grado y alteración hidrotermal, lo cual se relaciona a un origen volcánico. Por otra parte, Vallejo (2007) propone que la existencia de conglomerados volcánicos, brechas, areniscas, limolitas verdes y cherts con tonalidades grises a negras se deben a una fuente volcánica de composición intermedia a básica.

La Formación Pilatón está fuertemente meteorizada en su borde occidental, donde se confunde con la Formación Mulaute. Las facies de esta formación en el Norte de la Cordillera Occidental son muy similares a las exposiciones a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo, predominando turbiditas de lechos gruesos derivadas de volcanes, con cherts intercalados. Van Thournout (1991) reportó intercalaciones basálticas dentro de las rocas sedimentarias de la Formación Pilatón a lo largo de la carretera Ibarra-Lita.

Los contactos de la Formación Pilatón con las formaciones vecinas son principalmente tectónicos. En la carretera Alóag-Santo Domingo, las turbiditas de la Formación Pilatón sobreyacen a rocas basálticas (Unidad Toachi de Egüez, 1986) de la Formación Mulaute. Adicionalmente, Egüez (1986) señaló que las rocas volcánicas de la facies volcánica Tandapi de la Formación Silante se superponen discordantemente a la Formación Pilatón.

Hughes y Bermúdez (1997) interpretaron la ausencia de tobas primarias y lapilli de acreción como evidencia de volcanismo submarino. La gran proporción de presencia de sideromelana en las tobas re trabajadas indica que los productos volcánicos de la Formación Pilatón entraron en erupción en un ambiente submarino. Por lo tanto, la evidencia geoquímica y petrográfica en general sugiere que los basaltos de la Formación Pilatón entraron en erupción en la parte proximal de un abanico submarino, asociado con un arco de isla intraoceánico.

Sigal (1968) reportó una fauna de foraminíferos que indica una edad Santoniense (88,5 a 65,0 millones de años). Por otro lado, Faucher y Savoyat (1973), y Reynaud *et al.* (1999) indicaron una edad Turoniense a Coniaciense (93,9 a 89,8 millones de años) para esta formación, lo que se interpretó a partir de la presunta existencia de un fósil de *Inoceramus peruanus*. Una edad del Cretácico Tardío también está respaldada por el hecho de que la Formación Silante del Paleoceno sobreyace a la Formación Pilatón en la carretera Alóag-Santo Domingo. Como resultado, Vallejo (2007) coincide con Sigal (1968) en la afirmación de que la Formación Pilatón se depositó durante el Cretácico Tardío, probablemente durante el período entre Campaniense y Maastrichtiense (83,6 a 72,1 millones de años).

2.1.2.4 Formación Silante

Consiste de una secuencia en la que predominan sedimentos de fuente rica en material volcánico tales como conglomerados, brechas, areniscas y lutitas de coloración roja y púrpura. La Formación Silante está en contacto tectónico con las rocas máficas del basamento de la Cordillera Occidental.

Baldock (1982) empleó el término de Formación Silante para describir una secuencia continental que incluye lutitas rojas, tobas ricas en cristales, conglomerados volcánicos y brechas. Con base a previas descripciones litológicas, otros autores (Hughes y Bermúdez, 1997; Boland *et al.*, 2000) incluyeron intercalaciones de andesitas, dacitas y brechas volcánicas de afinidad calco-alcalina dentro de la secuencia continental de lechos rojos que había sido estudiada anteriormente por Kehrer y van der Kaaden (1979). Cabe destacar que la ausencia de estructuras almohadilladas y metamorfismo del fondo marino en la secuencia sugiere fuertemente un entorno terrestre (Vallejo, 2007).

La Formación Silante también se compone de conglomerados canalizados y brechas, matrices de conglomerados soportados por bloques de flujos de escombros, lutitas y esquistos rojos, limolitas y tobas violáceas (Vallejo, 2007). Mediante las observaciones realizadas en la vía Nono-Tandayapa, se destacaron matrices de conglomerados fluviales constituidos por cristales de hornblenda, piroxeno, plagioclasa y óxidos de hierro (Vallejo, 2007). De igual manera, con base en la misma metodología se destacó que las tobas presentes predominan con color violeta, las cuales contienen fragmentos cristalinos de plagioclasa, piroxeno, circón, hornblenda y cuarzo. Según Vallejo (2007), ha existido una baja tasa de transporte de sedimentos, así como también

una deficiente clasificación y alta angularidad de los clases y granos cristalinos que los componen.

Un aporte importante, realizado por Kehrer y van de Kaaden (1979), se basó en la definición de las andesitas, conglomerados volcánicos y brechas volcánicas mencionadas anteriormente, como la facies Tandapi. Estos sedimentos volcánicos definen una secuencia volcánica primaria dentro de la Formación Silante, las cuales pudieron ser interpretadas a partir de afloramientos en la vía Alóag-Santo Domingo, como peperitas producidas por la intrusión de rocas andesíticas porfídicas en sedimentos húmedos (Hughes y Bermúdez, 1997). De acuerdo a Vallejo (2007), la facies Tandapi resulta más geoquímicamente evolucionada que las rocas volcánicas de las formaciones Pallatanga, Mulaute y Pilatón.

Vallejo (2007) menciona que a lo largo de la vía Nono-Tandayapa, las rocas volcánicas de la facies Tandapi incluyen lavas basálticas de grano fino. Asimismo, se encuentran recubiertas por lutitas rojas y conglomerados volcánicos de la Formación Silante. Egüez (1986) indica que en la sección de la vía Otavalo-Selva Alegre, la facies volcánica de Tandapi se encuentra en la parte media de la secuencia, mientras que en la vía Alóag-Santo Domingo, las rocas volcánicas primarias están en la base de la secuencia de la Formación Silante. No menos importante, Henderson (1979) estima un espesor máximo de la Formación Silante en el rango de 5.400 metros en la sección de la vía Nono-Calacalí. Sin embargo, resulta incierta la estimación del espesor verdadero debido a las estructuras y plegamientos presentes.

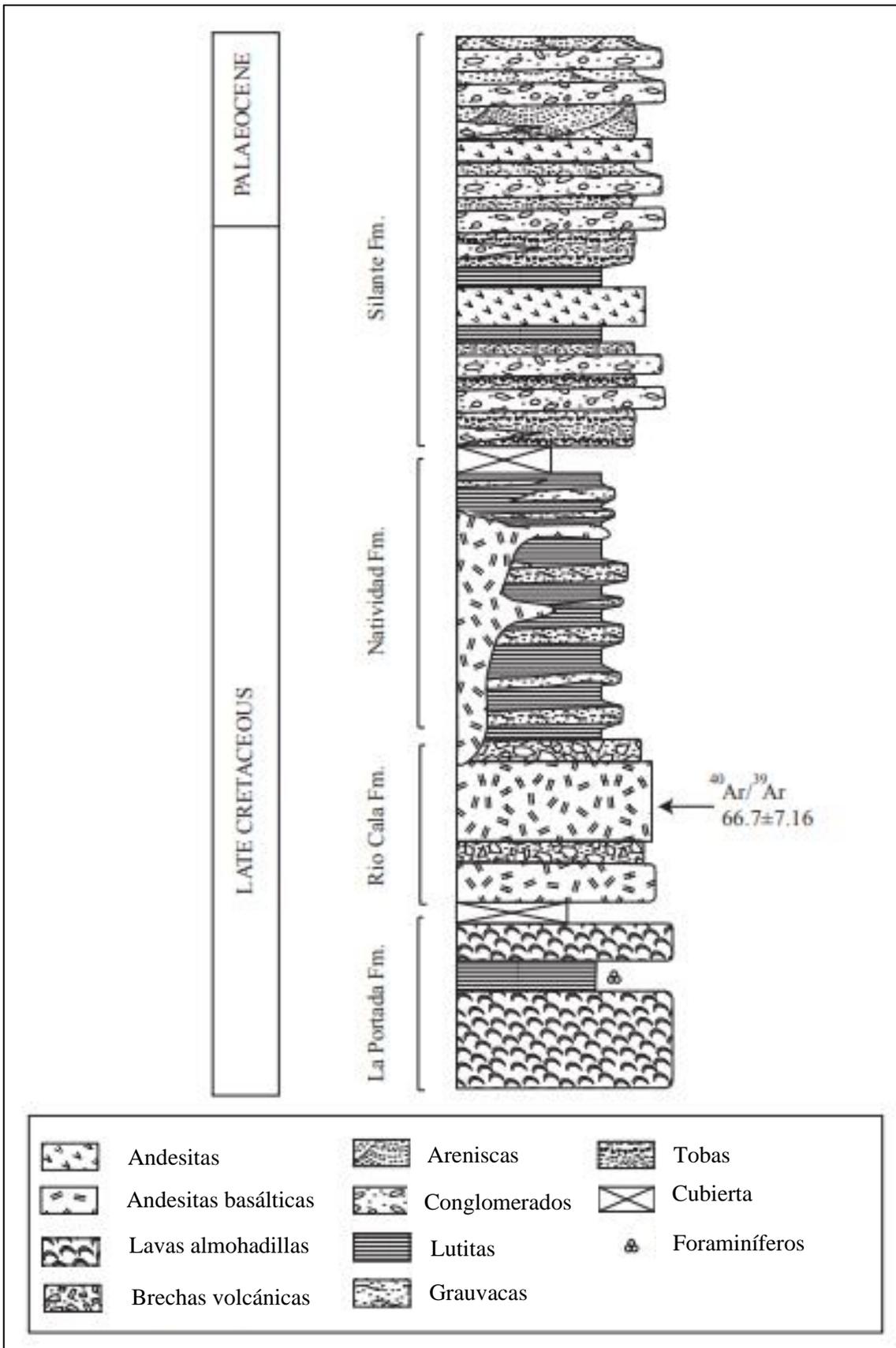


Figura 2.4. Columna estratigráfica de formaciones volcánicas y sedimentarias del basamento durante el Cretácico Tardío, en la Cordillera Occidental del Ecuador. Tomado de Vallejo (2007).

2.2. Marco Geológico Local

2.2.1 Formación Pallatanga

La Formación Pallatanga aflora a lo largo del borde oriental de la Cordillera Occidental y está separada de la depresión interandina por la falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga, extendida de Norte a Sur. La localidad tipo se encuentra en el Valle de Pallatanga, y otros afloramientos existen a lo largo de las vías Ibarra-Lita, Otavalo-Selva Alegre, Quito-Chiriboga, Calacalí-Pacto y Guaranda-Riobamba. Aflora al Noreste de los flancos del Complejo Volcánico Chachimbiro, y está cubierta por rocas sedimentarias y volcánicas de edad entre el Cretácico Tardío hasta la actualidad (Tipantásig, 2017).

2.2.2 Grupo Río Cala

Se han presenciado vetillas de cuarzo con epidota y clorita, característico de alteraciones hidrotermales sobre las mismas. Por otro lado, en el área del complejo volcánico se evidencian rocas volcánicas compactas de color verde, aflorando al Sureste del Complejo Volcánico Chachimbiro (Tipantásig, 2017).

López y Zura (2013) especifican que dentro del área de estudio se encuentra un afloramiento de la Formación Río Cala hacia el lado Sur, en los cañones de los ríos Cariyacu, Huarmiyacu y en el valle de Bolsas. Por consiguiente, se ha detectado la presencia de rocas verdes, compactas, con fenocristales de piroxeno negro, y vesículas rellenas de zeolitas blancas. Éstas, generalmente poseen abundantes vetillas sub-paralelas de cuarzo con epidota, cuya matriz es clorítica.

Del mismo modo, López y Zura (2013) indican que el contacto de la Formación Río Cala no aflora en sentido Este, debido a que está recubierta por el relleno del Valle Interandino del Ecuador. Adicionalmente, su contacto hacia el sentido Oeste se encuentra fallado dextralmente en dirección Este-Noreste con la Formación Natividad a lo largo de la falla Azufra.

Por último, por medio del reporte de la Corporación Eléctrica del Ecuador (CELEC EP), emitido en 2016, la Formación Río Cala se caracteriza por la presencia de lavas masivas, compactadas y silicificadas con inclusión de rocas volcanoclásticas. A una profundidad de 1.800 metros se encuentra una importante zona fracturada por acción de la falla Azufra.

2.2.3 Formación Natividad

Es la formación cretácica con mayor exposición en el área del Complejo Volcánico Chachimbiro, dado que afora al Suroeste y Noreste del mismo. Existe presencia de xenolitos de chert negro asociados a rocas dacíticas (Tipantásig, 2017).

López y Zura (2013) mencionan que en zona del proyecto Chachimbiro, las rocas sedimentarias turbidíticas de la Formación Natividad afloran tanto al Sur en el río Cariyacu en Cruzpamba, como al Norte en el río Palacara. Asimismo, afloran al Norte de Cahuasquí. Además, se encuentran pequeños afloramientos de capas delgadas de cherts negros y lodolitas en la Quebrada Chachimbiro, sector de Las Termas.

La Formación Natividad se encuentra en contacto tectónico con la Formación Río Cala a lo largo de la falla Azufral hacia el Este y también está en contacto tectónico con la Unidad Silante a lo largo de toda la extensión de la falla La Florida hacia el Oeste.

Por último, por medio del reporte de la Corporación Eléctrica del Ecuador (CELEC EP), emitido en 2016, se describe esta formación como una secuencia sedimentaria que incluye areniscas, turbiditas, arcillas intercaladas con capas de lavas y tobas macizas, que podrían hallarse entre 1.200-1.800 metros de profundidad.

2.2.4 Formación Silante

Aflora al Norte y Oeste del Complejo Volcánico Chachimbiro, subyaciendo a los depósitos volcánicos del Terciarios y Cuaternarios en la sección occidental del complejo volcánico (Tipantásig, 2017).

López y Zura (2013) destacan que en el área de estudio se destacan bancos masivos de microbrechas volcánicas, intercaladas con tobas violáceas y escasas capas de lutitas y areniscas volcánicas para la Formación Silante. Los afloramientos que yacen hacia el Sur, se han reportado ricos en conglomerados canalizados, brechas, flujos de escombros y lodolitas rojas, así como también conglomerados fluviátiles que incluyen cristales de plagioclasa, piroxeno, hornblenda y cuarzo. No menos importante, también se han reportado proporciones de fragmentos de las formaciones subyacentes tales como Pallatanga, Natividad y Río Cala.

En la zona de estudio, específicamente en los cantos rodados del río Huarmiyacu, el cual drena la parte Sur de la caldera de avalancha del Huanguillaro, se han encontrado andesitas y dacitas del Complejo Volcánico Chachimbiro, constituidos

por xenolitos conspicuos de sedimentos de la Formación Silante. López y Zura (2013) destacan que el sistema magmático del Complejo Volcánico Chachimbiro está controlado por la falla La Florida y en mutuo contacto con la Formación Natividad.

2.2.5 Alteración Hidrotermal

De acuerdo a Ponce (2011) y López y Zura (2013), se exhiben seis tipos diferentes de alteración hidrotermal en el Complejo Volcánico Chachimbiro, los cuales han sido observados y descritos a continuación (figura 2.5):

- 1) **Propilítica mesotermal (clorita-epidota-calcita):** afecta únicamente a las rocas basálticas y no está asociada con la actividad térmica actual. De acuerdo a López y Zura (2013), incluye directamente a la Formación Río Cala, remplazando a las rocas máficas y a las plagioclasas en menor proporción. Esto ocurre debido a un metamorfismo regional de bajo grado, cuya relación de alteración mesotermal comprende temperaturas desde 200°C hasta 300°C con alto pH.
- 2) **Propilítica epitermal (Esmectita-clorita):** asociada con fluidos ácidos y contemporánea con las características térmicas actuales. Esta asociación mineralógica representa un ambiente dominado por fluidos de un alto pH comprendido en un rango de temperaturas bajas (López y Zura, 2013).
- 3) **Argílica (esmetita-caolinita):** asociada con manantiales termales y fumarolas y considerada contemporánea con la actividad térmica. De acuerdo a López y Zura (2013), la alteración argílica ocurre en rocas andesíticas y dacíticas, caracterizada mayormente por arcillas sometidas a temperaturas de 180°C.
- 4) **Argílica avanzada calentada por vapor (ópalo-esmetita-caolinita):** asociada con fumarolas que muestran alta concentración de H₂S y también considerada contemporánea con la alteración argílica. En la superficie son absorbidos por el agua superficial que se encuentran a temperaturas 100°C, oxidándose a ácido sulfúrico de bajo pH. De acuerdo a López y Zura (2013), podría representar una fase última de actividad hidrotermal, relacionada con el emplazamiento de domos.
- 5) **Carbonitización:** representa la depositación de minerales carbonatados que se forman a lo largo de estructuras donde se libera gas CO₂.

- 6) **Alteración argílica avanzada supergénica**; no es de origen hidrotermal, sino que resulta de la meteorización supérgena y oxidación de rocas ricas en sulfuros cuando la alteración argílica es muy intensa (López y Zura, 2013).

En adición, Pilicita (2016) menciona que *Mitsubishi Materials Corporation - Mitsubishi Materials Techno Corporation* (MMC-MMTEC) junto a la Corporación Eléctrica del Ecuador (CELEC EP) mejoraron el modelo geológico de la zona de estudio por medio del método de termoluminiscencia. Esto permitió caracterizar las fuentes de calor y cuatro zonas de alteración (figura 2.6):

- 1) **Zona de Caolinita (caolinita ± haloisita)**: asociada con la alteración por fluidos con temperaturas de 100°C a 200°C. Esta zona cubre un área similar a la zona argílica identificada por Ponce (2011).
- 2) **Zona Argílica de Calentamiento por Vapor (cuarzo ± cristobalita ± caolinita)**: asociada con fluidos ácidos (H₂S) que alteraron la roca volcánica y ésta cubre la misma área que la alteración argílica avanzada calentada por vapor mapeada por Ponce (2011).
- 3) **Zona de Esmectita (esmetita ± cuarzo ± haloisita)**: se extiende a lo largo de la falla Chachimbiro y se formó a alrededor de 130°C. Esta zona ha sido descrita como argílica con parches de carbonitización y alteración propilítica de baja temperatura por Ponce (2011).
- 4) **Zona Discreta de Esmectita (esmetita ± cuarzo)**: asociada con metamorfismo regional sin relación con fluidos geotérmicos.

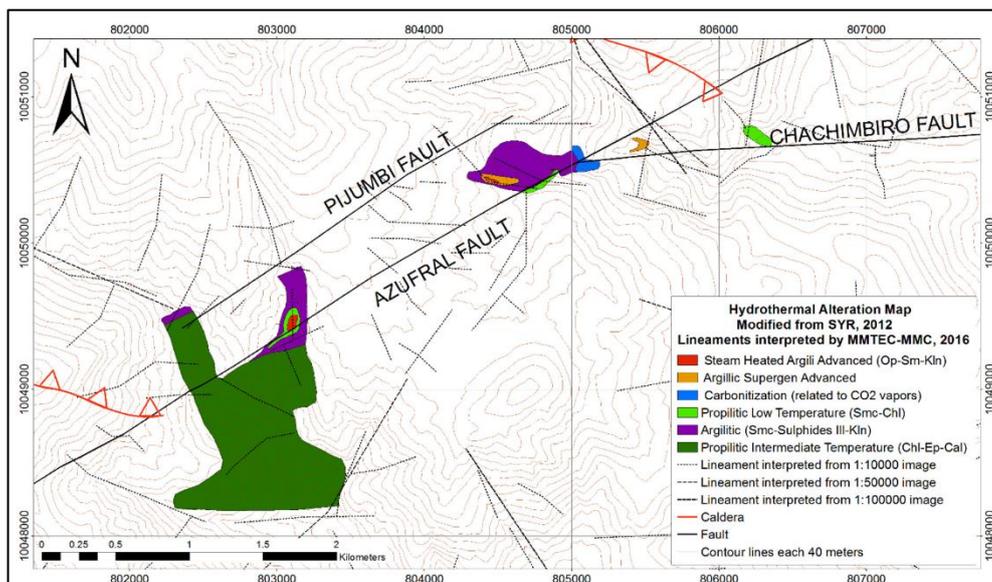


Figura 2.5. Mapa de alteración hidrotermal con base a los seis tipos diferentes de alteración hidrotermal registrados en el complejo volcánico. Tomado de Pilicita (2016).

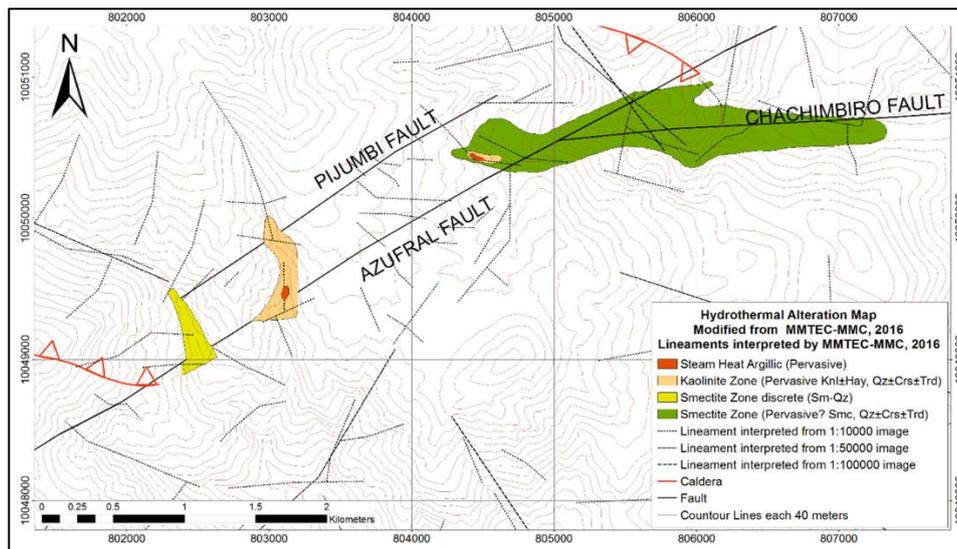


Figura 2.6. Mapa de alteración hidrotermal con base a la caracterización de cuatro nuevas zonas de alteración registradas en el complejo volcánico. Tomado de SYR (2012) y MMC-MMTEC (2016) y modificado de Pilicita (2016).

2.2.6 Volcánicos Terciarios y Cuaternarios

Los volcanes de arco continental se distribuyen en cuatro filas semi-paralelas, constituidas por el frente volcánico de la Cordillera Occidental, del Valle Interandino, de la Cordillera Real y de la zona subandina (Almeida Vaca, 2016). De acuerdo a Bernard *et al.* (2011), existen 84 volcanes de los cuales 58 se consideran extintos (última erupción mayor a 10.000 años), 17 potencialmente activos (última erupción menor a 10.000 años), 5 activos (última erupción menor a 500 años) y 3 en erupción con actividad reciente (figura 2.7).

El volcán Chachimbiro forma parte del Frente Volcánico de los Andes del Ecuador, el cual yace entre la Cordillera Occidental y el Valle Interandino que lo separa de la Cordillera Real (figura 2.7). Su actividad durante el Holoceno se caracteriza por erupciones explosivas de baja frecuencia, cuya composición magmática se concentra desde andesitas ácidas hasta dacitas. Pilicita (2016) estima que el complejo volcánico cuenta con un área de 11,06 km² y un espesor de 3.400 metros.

En la zona de estudio asociado al Complejo Volcánico Chachimbiro, su basamento está representado por las formaciones Pallatanga, Río Cala, Natividad, Silante y Pugarán (Vallejo *et al.*, 2009). Hacia el Este del límite del complejo volcánico, existen depósitos coluviales y sedimentos de origen fluvio-lacustres y volcánicos mio-pliocénicos que descansan sobre su basamento (Bernard *et al.*, 2011). Hacia el Oeste, su basamento está compuesto por cuñas tectónicas de basaltos oceánicos y sedimentos

asociados del Cretácico Medio, acrecionados al continente hace 75 millones de años, así como también por depósitos de piroclastos y epiclastos continentales del Cretácico Tardío (Bernard *et al.*, 2011).

La evolución prolongada del Complejo Volcánico Chachimbiro comprende tres fases geocronológicas sucesivas denominadas Huanguillaro, Tumbatú y Hugá (figuras 2.8 y 2.9). Investigaciones recientes identificaron al menos cuatro erupciones asociadas con la fase Hugá en los últimos 6.000 años (Bernard *et al.*, 2009; Bernard *et al.*, 2014):

2.2.6.1 Fase I Chachimbiro (CH-1) – Huanguillaro: descrito como un estratovolcán de 12 km de base y una composición de lavas andesíticas de afinidad calco-alcalina, se reconoce mayormente por un depósito de escombros producto de una avalancha de rocas andesíticas datadas del Pleistoceno Medio. De acuerdo a Ruiz (2011), estas lavas basálticas están mayormente compuestas por piroxenos y olivinos (figura 2.9).

2.2.6.2 Fase II Chachimbiro (CH-2) – Tumbatú: caracterizado por actividad volcánica extrusiva de domos dacíticos, andesíticos y de flujos piroclásticos de tipo ceniza y bloques, distribuidos sobre el colapso de la primera fase. Este período volcánico se considera el más activo y explosivo, con una avalancha de escombros al final de su proceso debido a un deslizamiento producto de su explosividad.

2.2.6.3 Fase III Chachimbiro (CH-3) – Albuji y Hugá: corresponde a la extrusión de varios domos dacíticos y emisión de piroclastos andesíticos, ocupados en el cráter resultante del anterior colapso producto del deslizamiento.

2.2.6.4 Fase IV Chachimbiro (CH-4) – Domo Chachimbiro: corresponde a una erupción masiva del volcán Chachimbiro que tuvo lugar en el Holoceno, entre 3.640-3.510 años A.C., siendo ésta la más importante dentro del Complejo Volcánico Chachimbiro, lo que produjo una extensa y densa corriente de piroclastos asociados a riolacitas. De acuerdo a las observaciones en superficie, realizadas por Chica Mendoza (2022), hay una alta tendencia de rocas félsicas extrusivas amarillentas con tonalidades marrones que están compuestas en su mayoría por microcristales de cuarzo, anfíbolita y feldespato. Asimismo, existe una gran proporción de rocas máficas oscuras con texturas porfídicas y afaníticas que contienen fenocristales de plagioclasa, biotita y piroxeno.

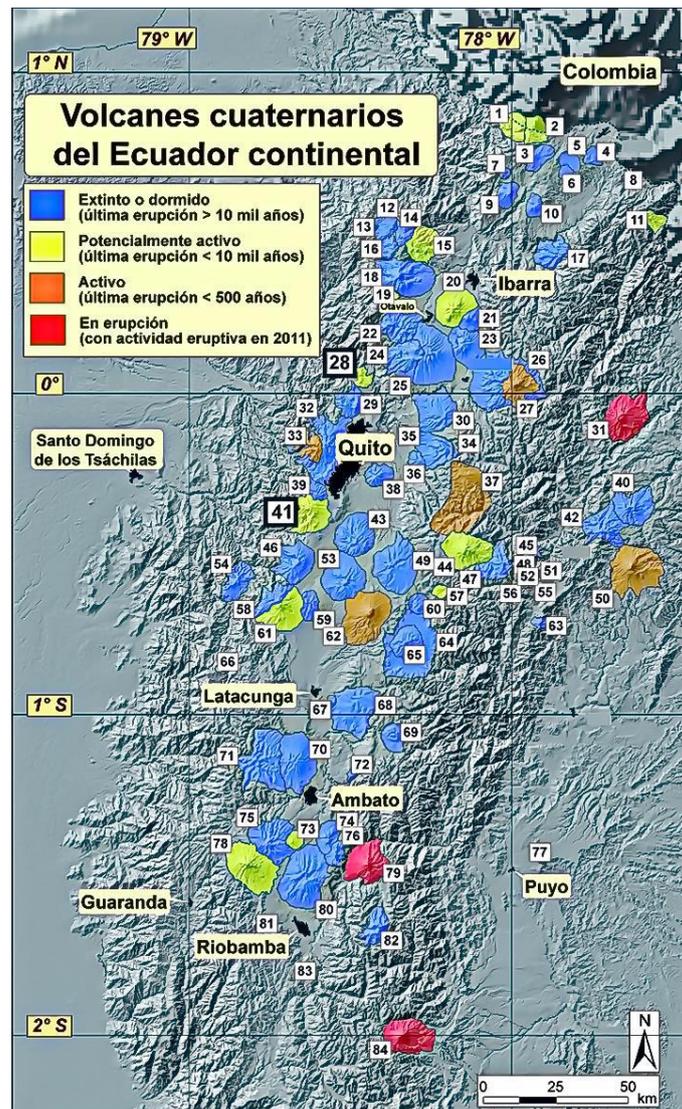


Figura 2.7. Volcanes cuaternarios del Ecuador continente. 1 Cerro Negro, 2 Chiles, 3 Potrerillos, 4 Chulamuez, 5 Chalpatán, 6 Horqueta, 7 Chiltazón, 8 Virgen Negra, 9 Iguán, 10 Chanquilulo, 11 Soche, 12 Pilavo, 13 Parulo, 14 Yanaurcu de Piñán, 15 Chachimbiro, 16 Pulumbura, 17 Mangus, 18 Cotacachi, 19 Cuicocha, 20 Imbabura, 21 Cubilche, 22 Cushnirumi, 23 Cusín, 24 Fuya Fuya, 25 Mojanda, 26 Viejo Cayambe, 27 Nevado Cayambe, 28 Pululahua, 29 Casitagua, 30 Pambamarca, 31 Reventador, 32 Rucu Pichincha, 33 Guagua Pichicha, 34 Izambi, 35 Cerro Puntas, 36 Coturco, 37 Chacana, 38 Ilaló, 39 Carcacha, 40 Yanaurcu, 41 Atacazo – Ninahuilca, 42 Pan de Azúcar, 43 Pasochoa, 44 Antisana, 45 Machángara, 46 Corazón, 47 Aliso, 48 Bermejo, 49 Sincholagua, 50 Sumaco, 51 El Dorado, 52 Huevos de Chivo, 53 Rumiñahui, 54 Almas Santas, 55 Pumayacu, 56 Cosanga, 57 Huañuña, 58 Iliniza Norte, 59 Santa Cruz, 60 Chaupiloma, 61 Iliniza Sur, 62 Cotopaxi, 63 Volcán Azul, 64 Chalupas, 65 Quilindaña, 66 Quilotoa, 67 Chinibano, 68 Putzalagua, 69 Angahuana, 70 Sagoatoa, 71 Pilisurco, 72 Huicutambo, 73 Puñalica, 74 Huisla, 75 Carihuairazo, 76 Mulmul, 77 Conos del Puyo, 78 Chimborazo, 79 Tungurahua, 80 Igualata, 81 Conos de Calpi, 82 Altar, 83 Conos de Licto, 84 Sangay. Tomado de Bernard *et al.* (2011) y modificado de Almeida Vaca (2016).

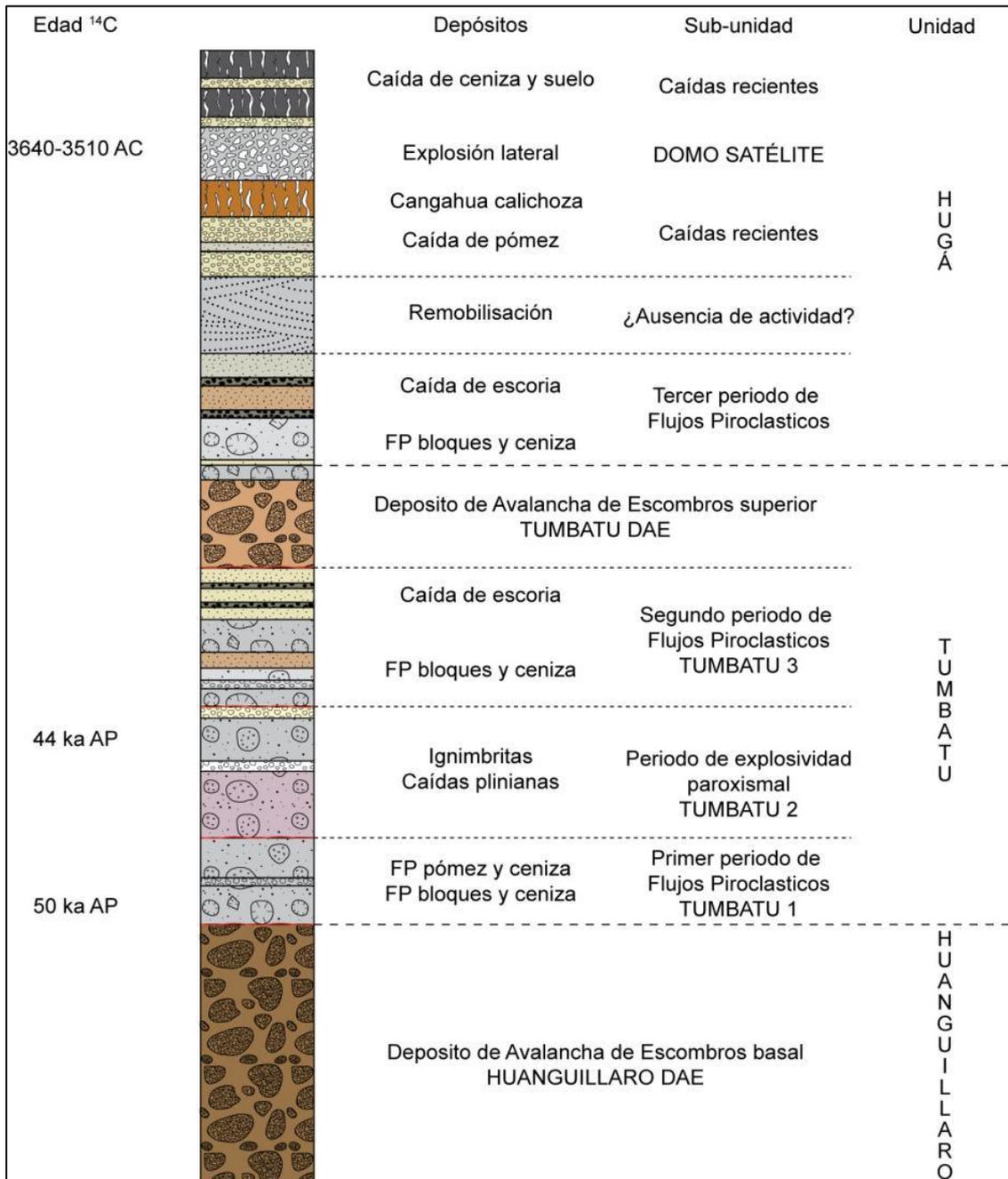


Figura 2.3. Columna estratigráfica esquemática de los productos y fases de la evolución del Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado y modificado de Bernard *et al.* (2009).

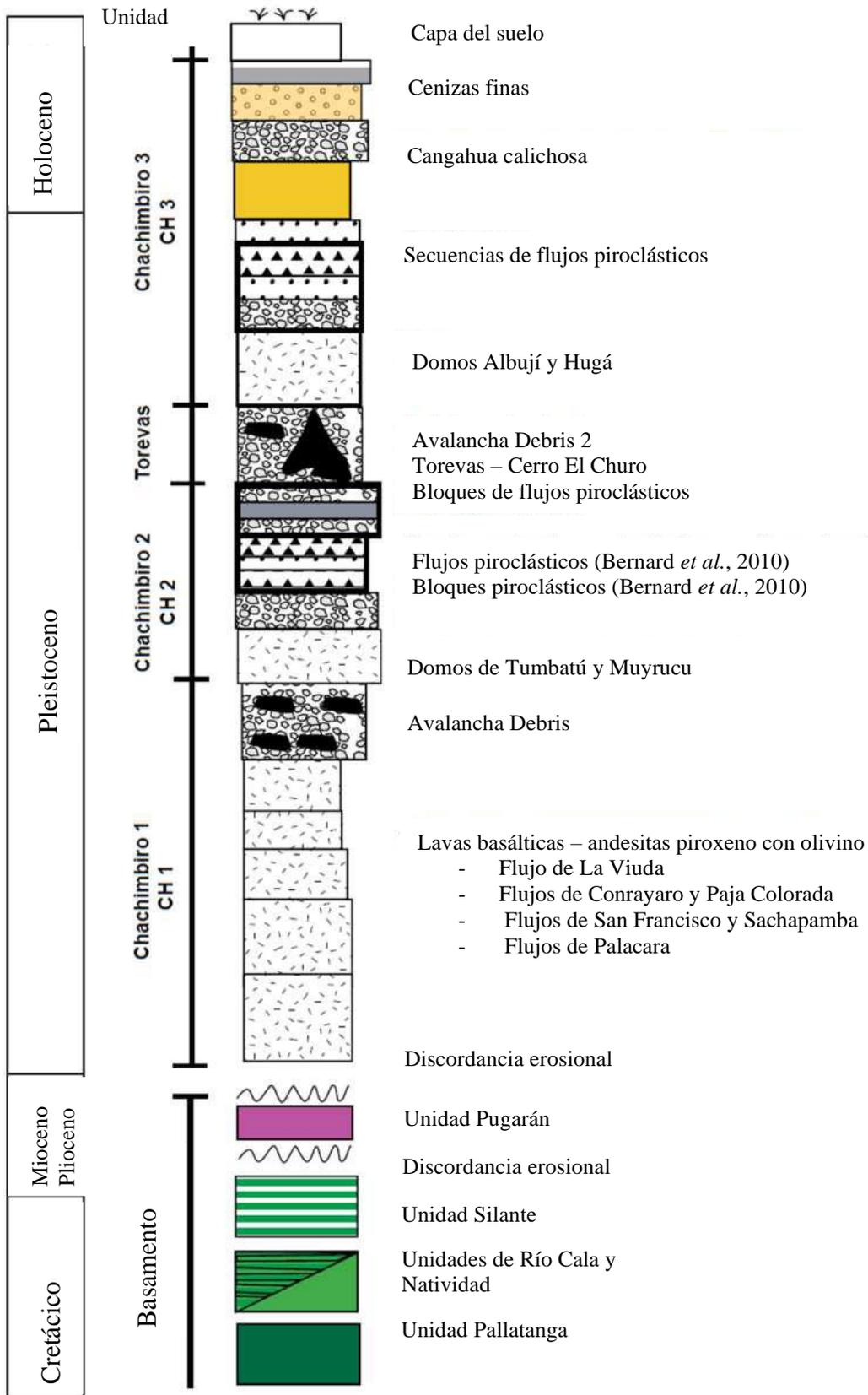


Figura 2.4. Columna estratigráfica de rocas volcánicas y Cretácicas en el Complejo Volcánico Chachimbi. Tomado de Ruíz (2011).

2.3. Marco Estructural

Vallejo (2007) propone que la geología de la región se explica por un único evento de acreción ocurrido en el Cretácico Tardío y que la actividad del arco volcánico continental ha sido prácticamente continua desde el final del Maastrichtiense.

2.3.1 Santoniense a Campaniense Temprano (88 – 83 millones de años): Inicio de subducción debajo del *plateau* oceánico

La subducción hacia el Oeste en el borde del *plateau* oceánico fue probablemente la causa de la formación del granito de Pujilí y las boninitas de la Formación La Portada, ambos relacionados con un arco de islas oceánicas del Santoniense (Vallejo, 2007). El breve lapso entre la erupción de los basaltos del *plateau* oceánico y la secuencia del arco de islas indica que la migración del *plateau* del Caribe y el inicio de la subducción hacia el Oeste bajo el *plateau* ocurrieron aproximadamente 3 millones de años después de la erupción del *plateau*.

Niu *et al.* (2003) sugirieron que la subducción debajo de un *plateau* oceánico pudo haber comenzado debido a una diferencia de densidad entre la misma estructura en su etapa joven y el basalto circundante de la corteza oceánica. Los autores proponen que los límites de los *plateaux* oceánicos en expansión pueden experimentar fracturas inversas debido a la compresión desviatoria, permitiendo que los basaltos del margen en expansión subduzcan debajo del *plateau*. En término de dicho modelo, Vallejo (2007) menciona que poco después de la erupción del *plateau* pudieron haber emergido las boninitas del Santoniano-Campaniense en la Formación La Portada, mediante la subducción de la corteza oceánica normal debajo de una cuña del manto por debajo del *plateau* del Caribe (figura 2.10a).

2.3.2 Campaniense a Maastrichtiense (83 – 75 millones de años): Arco de isla Río Cala

La secuencia del arco de Río Cala se define como una serie de turbidíticas volcanoclásticas con secuencias intercaladas de lavas basálticas, tal como se señala en el marco geológico regional. De acuerdo a Vallejo (2007), los elementos principales en función de materia geoquímica estudiada en facies sedimentarias y volcánicas, resultan típicas de rocas formadas en un entorno de arco insular.

Se sugiere que la existencia de una subducción hacia el Oeste del *plateau* oceánico produjo el denominado Arco de Islas Río Cala. Asociado a esto, se resalta una

erupción ocurrida a través del *plateau* oceánico traducida como la actual Formación Río Cala (Allibon *et al.*, 2005). Adicionalmente, las rocas sedimentarias turbidíticas se depositaron en abanicos submarinos derivados de volcanes de arco insular (figura 2.10b). Por último, la Formación Yunguilla se depositó en una cuenca de margen pasivo orientada de Norte a Sur a lo largo del margen continental sudamericano y es coetánea con el vulcanismo de arco insular (Vallejo, 2007).

2.3.3 Campaniense Tardío a Maastrichtiense (73 – 70 millones de años): Colisión del Bloque Pallatanga

El magmatismo asociado a la subducción hacia el Oeste bajo el borde del *plateau* oceánico finalizó durante el Maastrichtiense, la cual indica que ocurrió debido a la obstrucción en la zona la misma zona de subducción a causa de la colisión del *plateau* del Caribe y la Placa Sudamericana (Vallejo, 2007). Luzieux *et al.* (2006) mencionan que el magmatismo cesó en los bloques de Piñón y San Lorenzo, entre hace 73 y 70 millones de años, sujeto a cambios en la declinación paleomagnética (figura 2.10c).

La presencia de rocas máficas acumuladas en bloques fallados de la Formación San Juan perteneciente al Bloque Pallatanga, así como en bloques dentro de zonas de cizalla en la región de Guaranda, indican que la colisión pudo haber provocado la elevación de niveles profundos del *plateau* oceánico. Los indicadores del sentido de cizalla en la falla Calacalí–Pujilí–Pallatanga señalan un movimiento dextral asociado con una colisión orientada hacia el Este-Noreste del *plateau* del Caribe (Vallejo, 2007).

2.3.4 Maastrichtiense Tardío (65 – 60 millones de años): Arco Silante

Los bloques de Pallatanga y Piñón se acrecionaron al margen continental a finales del Maastrichtiense, formando el margen noroccidental de la Placa Sudamericana. Vallejo (2007) sugiere que esto se evidencia gracias a una serie de rocas volcánicas asociadas a las facies de Tandapi, junto con rocas sedimentarias continentales de la Formación Silante.

Desde el Maastrichtiense Tardío, se produjo un cambio regional significativo de toleítas de arco de islas a una serie volcánica calco-alcalina con alto contenido de potasio, coincidiendo con la subducción hacia el Este (Vallejo, 2007). El Arco Silante erupcionó sobre un bloque alóctono acrecionado en el Norte de la Cordillera y sobre la corteza continental en el Sur, llamada Formación Sacapalca. Éste emergió hasta el Paleoceno temprano, reflejado en el depósito terrestre de la Formación Silante (figura 2.10d).

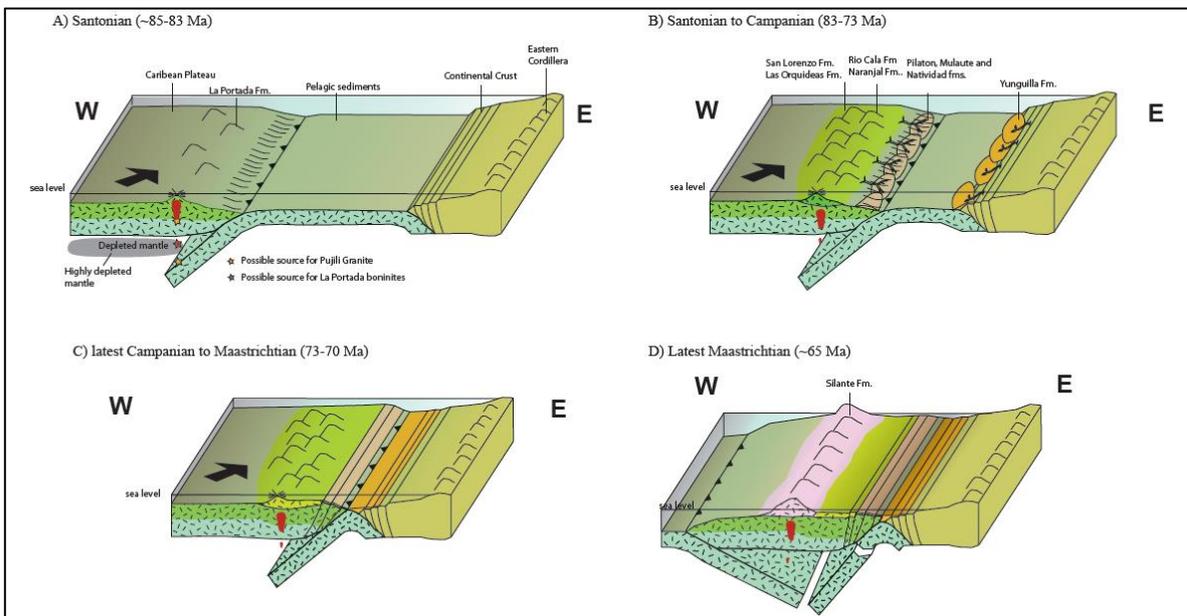


Figura 2.5. Evolución de la Cordillera Occidental del Ecuador, en el Cretácico Tardío. Tomado de Vallejo (2007).

2.3.5 Cenozoico (Paleógeno-Neógeno): Arco Silante

La sección del Paleoceno (Figura 2.11a) ilustra la Formación Pilaló, la cual es un depósito de abanico submarino. También se muestra el arco de Tandapi, un arco volcánico activo durante el Paleoceno (66 a 60 millones de años) y contemporáneo a la Formación Pilaló (Vallejo *et al.*, 2020).

La sección del Eoceno (56 a 34 millones de años) muestra el arco submarino de Macuchi donde se observa la sedimentación de la Formación Silante, representada por una extensa serie de depósitos continentales acumulados en un abanico aluvial dominado por flujos de escombros (Figura 2.11b). Los sedimentos de esta área provienen de la erosión de un arco volcánico con una composición cálcico-alcalina continental. De acuerdo a Vallejo *et al.* (2020), el arco volcánico de San Juan de Lachas, estuvo activo desde el Oligoceno hasta el Mioceno (34 a 25 millones de años).

La sección del Oligoceno al Mioceno Medio (25 a 16 millones de años) representa una rápida elevación de las Cordilleras Real y Occidental, junto con la acumulación de la Formación Silante en una cuenca situada entre ambas cadenas montañosas (Figura 2.11c). Asimismo, señala la presencia del nivel del mar, lo que indica que la Formación Silante se depositó por encima de éste (Vallejo *et al.*, 2020).

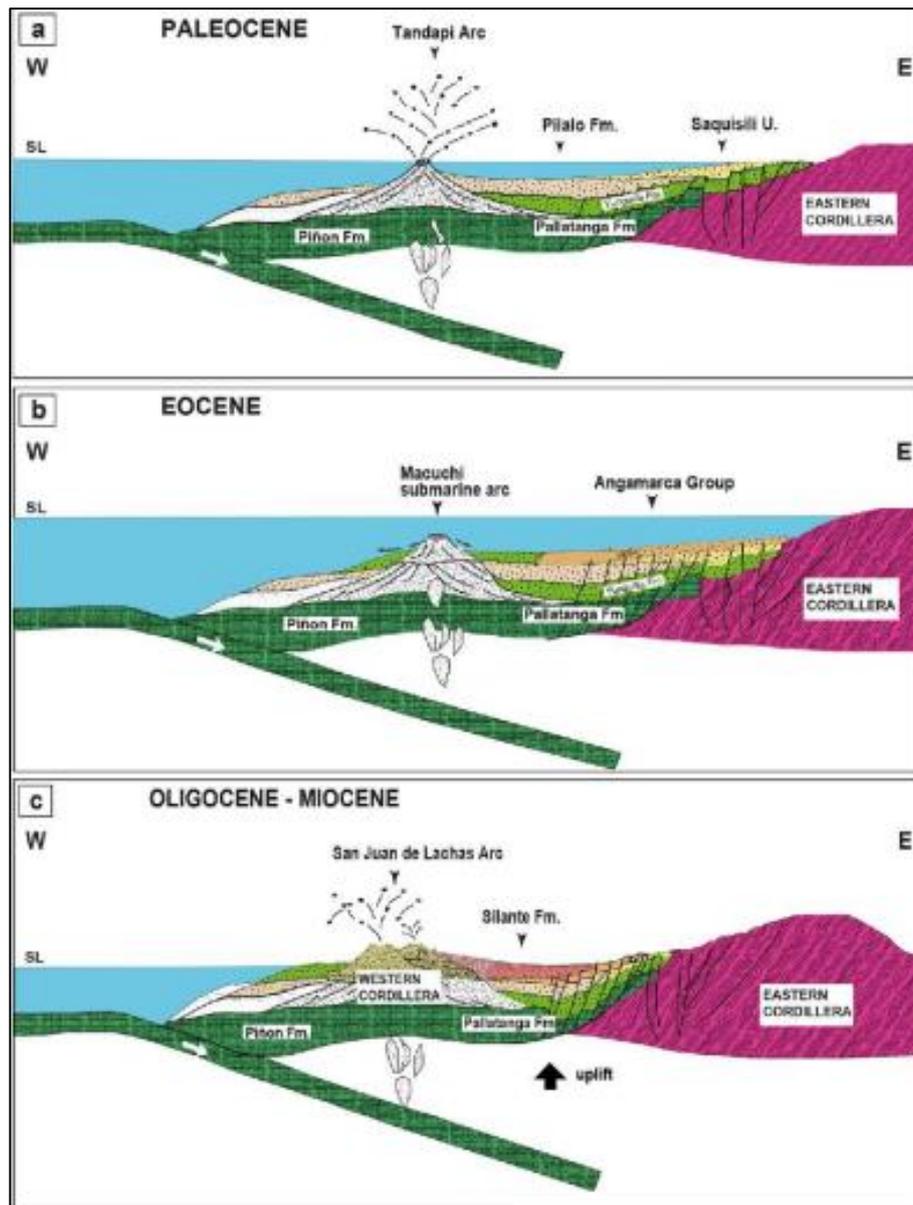


Figura 2.6. Evolución de la Cordillera Occidental del Ecuador a lo largo del Cenozoico Tomado de Vallejo *et al.* (2020).

2.4 Deformaciones tectónicas

El Bloque Norandino está limitado por un sistema que posee un rumbo Noreste-Suroeste con un desplazamiento dextral relativo de 6 ± 2 milímetros por año entre el Bloque Norandino y la Placa Suramericana (Egbue y Kellogg, 2010). Posteriormente, a lo largo de las fallas regionales cambia a movimiento compresional en las secciones donde las fallas tienen una dirección Norte-Sur, acomodando esfuerzos compresionales Este-Oeste producidos por la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana (Egüez *et al.*, 2003).

La Cordillera Occidental está controlada por una serie de sistemas de fallas regionales que marcan límites tectónicos, siendo el sistema Calacalí-Pujilí-Pallatanga, ubicado al Norte de Ecuador y extendido hasta el complejo de Chachimbiro, el que define el límite oriental de la Cordillera Occidental de la sutura entre la Placa Suramericana y bloques máficos alóctonos del Cretácico Tardío (Vallejo *et al.*, 2009).

Desde el punto de vista regional, Tamay Granda (2018) comenta que existen cuatro modelos de interpretaciones distintas complementarias que exponen el sistema de fallas que atraviesa al Ecuador: a) las fallas Cauca Patía y Romeral alcanzan el margen de la Cordillera Occidental y la falla Pallatanga se ubica a lo largo del Valle Interandino (Ego *et al.*, 1995). b) la falla Chingual-La Sofía interviene al frente de la Cordillera Real y la región Subandina (figura 2.12b). c) la falla Chingual-La Sofía se extiende hacia el límite occidental de la Cordillera Real, marcando el límite del Valle Interandino, según White *et al.* (2003) (figura 2.12c). Alvarado *et al.* (2016) propone la continuidad de la zona de falla Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puna, con más de 800 km de extensión (figura 2.12d). Adicionalmente, Tamay Granda (2018) menciona que el Valle Interandino está deformado por el sistema de fallas Quito y Latacunga, orientadas en dirección Norte-Sur, las cuales cambian de orientación hasta Noreste-Suroeste. d) El último modelo geodinámico, propuesto por Yepes *et al.* (2016), consiste en el dominio Romeral-Cauca-Patia que se forma por las zonas de las fallas Quito y Latacunga en Ecuador y el sistema de fallas El Ángel en Colombia, el dominio del Bloque Norandino que involucra el sistema de fallas dextrales e inversas de Chigual-Cosanga-Pallatanga y Puná y el dominio del arco posterior andino que corresponde a la zona fallada en el margen con la placa Sudamericana (figura 2.12e)

Especificando y reuniendo el sistema de fallas que definen el origen y desarrollo del volcán Chachimbiro (SYR, 2012; López y Zura, 2013; Baize *et al.*, 2014; Baize *et al.*, 2020):

- a) **Falla Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puna:** Compuesto por segmentos como la falla de deslizamiento Pallatanga, los pliegues sub-meridianos en el Valle Interandino y la falla Pisayambo.
- b) **Falla Pallatanga:** Es un sistema de fallas activo significativo en Ecuador, caracterizado por un movimiento dextral que facilita el desplazamiento lateral del Bloque Norandino respecto a la placa de América del Sur. La falla Pallatanga atraviesa la Cordillera Occidental con una orientación Noreste-Suroeste,

extendiéndose hacia el Norte hasta el Valle Interandino y la Cordillera Real, la cual muestra evidencias de rupturas superficiales y anomalías morfológicas en depósitos del Holoceno y una actividad sísmica prolongada.

- c) **Falla de La Florida:** posee un rumbo Noreste-Suroeste y facilita el contacto entre las formaciones Natividad y Silante, ambas Cretácico. Este sistema de falla controla la alimentación magmática del sistema volcánico desde Chachimbiro 1 (CH-1) hasta Chachimbiro 4 (CH-4).
- d) **Falla Azufral:** ubicada en la sección centro del área, posee un rumbo Noreste-Suroeste y contrasta las formaciones Natividad y Río Cala. Este sistema transcurrente dextral se divide en dos segmentos, fallas de Pijumbí de Crusacha, las cuales son paralelas a falla Azufral. Este sistema también es reconocido como Sistema de Falla Chachimbiro en el cual no se observan aguas termales. Sin embargo, también controla la alteración hidrotermal y fuentes termales de la zona, así como el ascenso de gases de dióxido de carbono y ácido sulfhídrico que evidencian la capacidad permeable perteneciente a las rocas pertenecientes a la falla Azufral (Pilicita, 2016).
- e) **Falla Cachiyacu:** separa la cuchilla de Pablo Arenas del Valle Interandino en Tumbabiro y La Victoria, uniéndose luego con la falla Azufral para duplicar el grosor de la Formación Natividad y cortar la Formación Río Cala hacia el Norte.
- f) **Falla Tababara:** corta únicamente a la Formación Natividad y es aparentemente causante en conjunto con las demás fallas del Bajo de Cahuasquí, que podría tentativamente interpretarse como un tipo de “dúplex”.
- g) **Falla de Coñaquí:** delimita el borde oriental del relleno del Valle Interandino al Este de Urcuquí.
- h) **Falla Chachimbiro:** es un sistema que cuenta con un predominante control en la alteración hidrotermal y fuentes termales a lo largo de su rumbo Noreste-Suroeste, en la cual yacen las aguas termales más calientes del complejo volcánico. La alta concentración de aguas termales resulta un indicador de ser la zona de mayor permeabilidad del área completa, permitiéndole controlar el flujo de agua desde el reservorio geotérmico hasta la superficie. Adicionalmente, se piensa que una cámara magmática alimenta la fuente de calor asociada a la zona comprendida (Picilita, 2016).

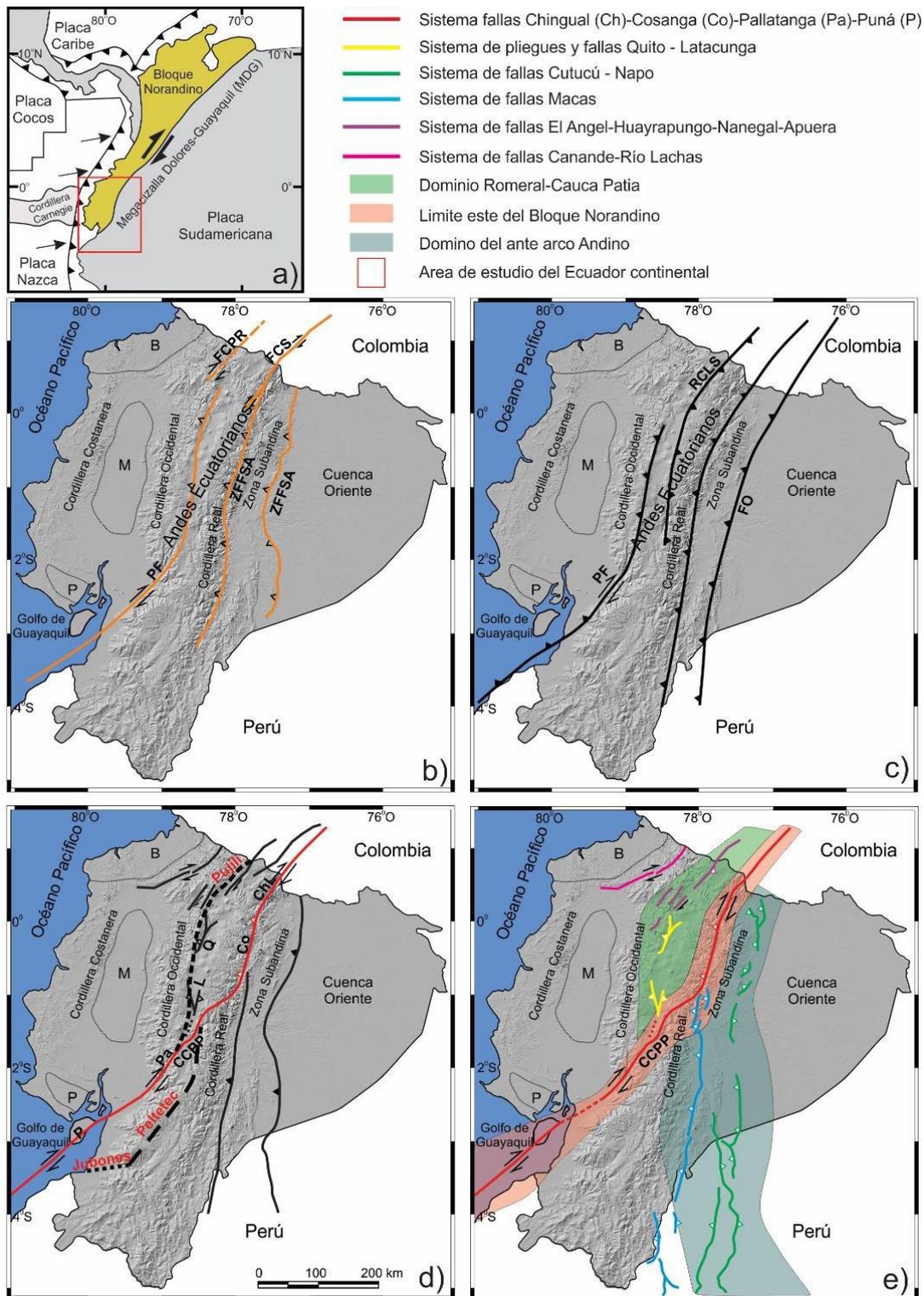


Figura 2.7. Principales dominios tectónicos y estructuras propuestas para el margen continental del Ecuador. a) Ubicación del Bloque Norandino. b) Modelo propuesto por Ego *et al.* (1996); fallas Cauca Patía y Romeral, FCPR; falla Chingual-La Sofía, FCS; zona de falla del frente Subandino, ZFFSA. c) Propuesta de White *et al.* (2003); falla Pallatanga, FP; Río Chingual-La Sofía, RCLS; falla Oriente, FO. d) Propuesta de Alvarado *et al.* (2016); Zona de falla Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná, CCPP (falla Chingual-La Sofía, ChL; falla Cosanga, Co; falla Pallatanga, Pa; falla Puná, P); falla Quito, Q; falla Latacunga, L. e) Propuesta de Yepes *et al.* (2016) Cuenca Borbón, B; cuenca Manabí, M; cuenca Progreso, P. Tomado de Tamay Granda (2018).

Tamay Granda (2018) destaca que la mayoría de los desplazamientos registrados en la Cordillera Occidental poseen dirección hacia el Noreste, con relación a las redes GPS RENAGE y REGME. En este sentido, Tamay Granda (2018) realizó un perfil en dirección Noroeste-Sureste que le permitió definir la distribución de las deformaciones extensionales y compresivas de la región, entre las latitudes 0° y 1° Sur. En consecuencia, se evidencia que las zonas occidentales registran una disminución progresiva de la magnitud de desplazamiento, mientras que en el borde oriental y en la Cordillera de los Andes se experimenta un aumento resaltado por la extensión cortical (figuras 2.13a y 2.13b).

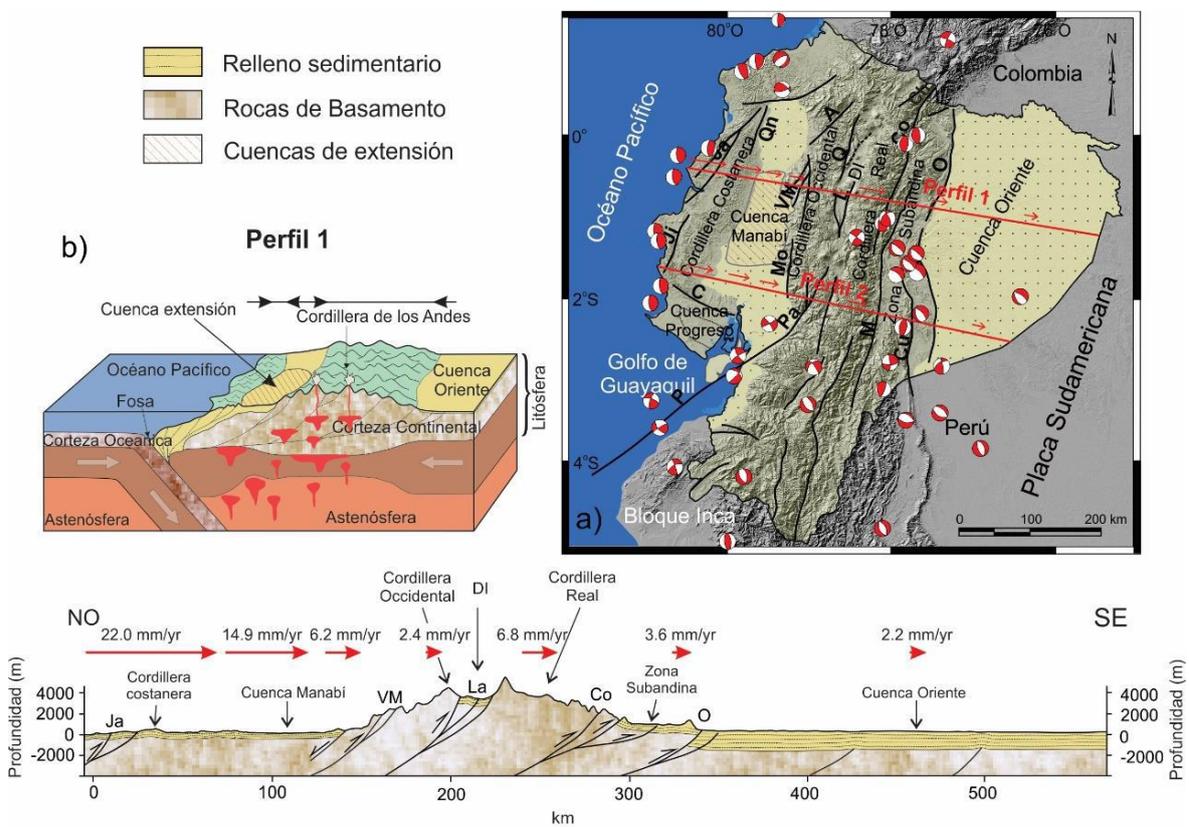


Figura 2.8. Principales estructuras activas del margen de Ecuador y campo de velocidad. a) Ubicación de perfiles a lo largo de los Andes ecuatorianos. b) Perfil 1. Falla Oriente, O; falla Napo, N; falla Cutucú, Cu; falla Méndez, M; falla Chingual, Ch; falla Cosanga, Co; falla Quito, Q; falla Latacunga, L; falla Apuela, A; falla Pallatanga, Pa; falla Puná, P; falla Valencia-Maná, VM; falla Buena Fé, Bn; falla Daule, D; falla Quinindé, Qn; falla Jama, Ja; falla Jipijapa, Ji; falla Colonche, C. Tomado y modificado de Tamay Granda (2018).

2.4. Anomalías gravimétricas satelitales del Ecuador

De acuerdo al procesamiento de datos gravimétricos satelitales realizados por Tamay Granda (2018), las anomalías de Bouguer en el Ecuador poseen una forma alargada y se entienden en dirección Noreste-Suroeste a Noroeste-Sureste, de forma paralela al margen continental. Existen contornos suaves y valores anómalos positivos hasta 265 mGal que corresponden a las regiones circundantes de la Placa de Nazca, mientras que en la cuenca de Oriente existen anomalías irregulares negativas de hasta -20 mGal. Cabe destacar que en la zona sub-andina se evidencian valores que tienden a ser menores debido al efecto de la topografía, alcanzando un mínimo de -170 mGal. Por otra parte, entre la cuenca Manabí y la Cordillera Occidental se aprecian valores anómalos de -50 mGal, mientras que en la Cordillera de los Andes mínimos de -273 mGal, debido a las cuencas intramontañosas (figura 2.14).

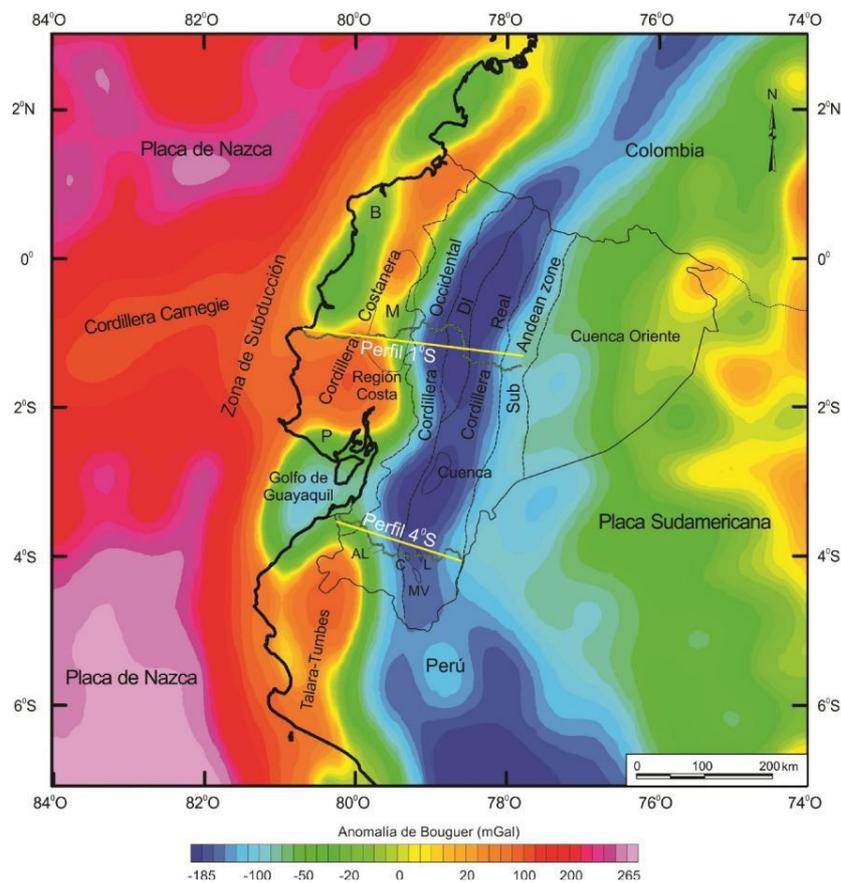


Figura 2.9. Mapa de anomalía de Bouguer del margen de Ecuador basado en datos de satélite. Tomado de Tamay Granda (2018).

De acuerdo al perfil realizado por Tamay Granda (2018), extendido a lo largo de 325 km en dirección 1°S, se destaca la respectiva variación de anomalías de Bouguer positiva a negativas desde el margen Pacífico hasta la Cordillera de los Andes. Los

máximos, comprendidos hasta 75 mGal, corresponden a basaltos que afloran entre sedimentos oceánicos depositados en el margen continental, iniciando en la Cordillera Costanera. Adicionalmente, menciona que entre la cuenca Manabí y la Cordillera Occidental se evidencian anomalías de Bouguer negativas que alcanzan un mínimo de -50 mGal, mientras que los rellenos sedimentarios del Valle interandino comprenden valores mínimos hasta -273 mGal.

En relación a los perfiles realizados para comparar valores de anomalías de Bouguer (mGal) y elevación sobre el nivel del mar (m) con la distancia medida (km) en dirección Oeste-Este, se puede apreciar el aumento de las magnitudes de anomalías en la Cordillera Occidental y Cordillera Real, mientras que disminuye en el Valle Interandino y desciende mucho más hacia la Cuenca Oriente. Como resultado, es evidente que en la Cordillera Occidental se tienen valores de anomalías de Aire Libre comprendidos entre aproximadamente 300 mGal y 0 mGal, mientras que para las anomalías de Bouguer existe un rango entre 0 mGal y -270 mGal (figura 2.15).

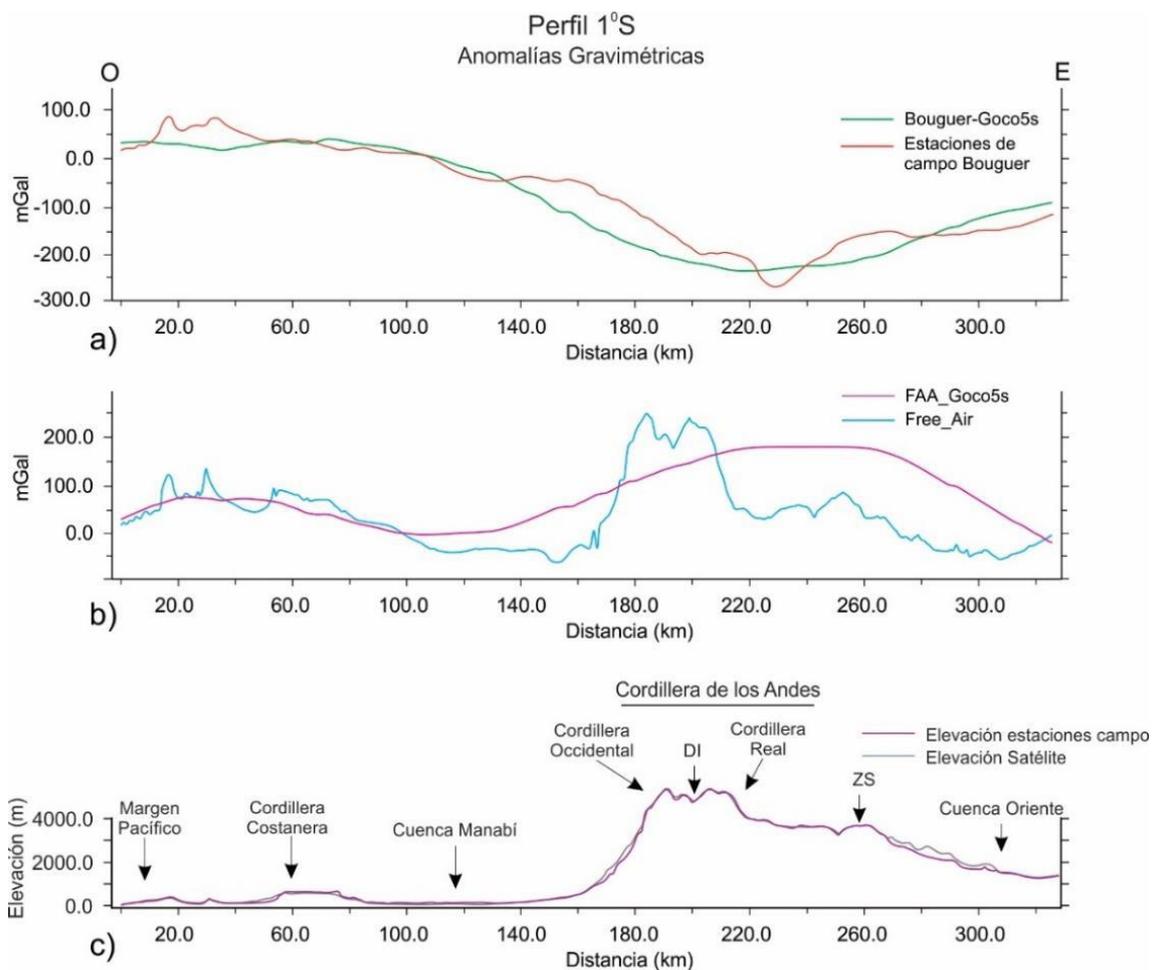


Figura 2.10. Anomalía gravimétrica del perfil 1°S de latitud. a) Anomalía de Bouguer a partir de datos satelitales y perfiles de campo. b) Anomalía de Aire Libre de satélite y campo. c) Perfil topográfico de satélite y campo. Tomado de Tamay Granda (2018).

En el modelo tomado por Tamay Granda (2018) se determina una corteza continental gruesa con espesores entre 60 a 70 km, correspondiendo a la zona de máxima elevación en la Cordillera de los Andes del Ecuador, la cual tiende a ser más delgada hacia el Oeste (35 a 38 km de espesor) y hacia el Este (30 a 40 km de espesor). Adicionalmente, se menciona que la corteza oceánica posee un espesor entre 8-14 km, cuyo buzamiento corresponde a 30° para el perfil 1°S (figura 2.16). En consecuencia, entre la Cordillera Occidental y Real de los Andes, yacen depósitos vulcano-sedimentarios de 2,5 km de espesor, así como cuerpos intrusivos entre 10-20 km de espesor.

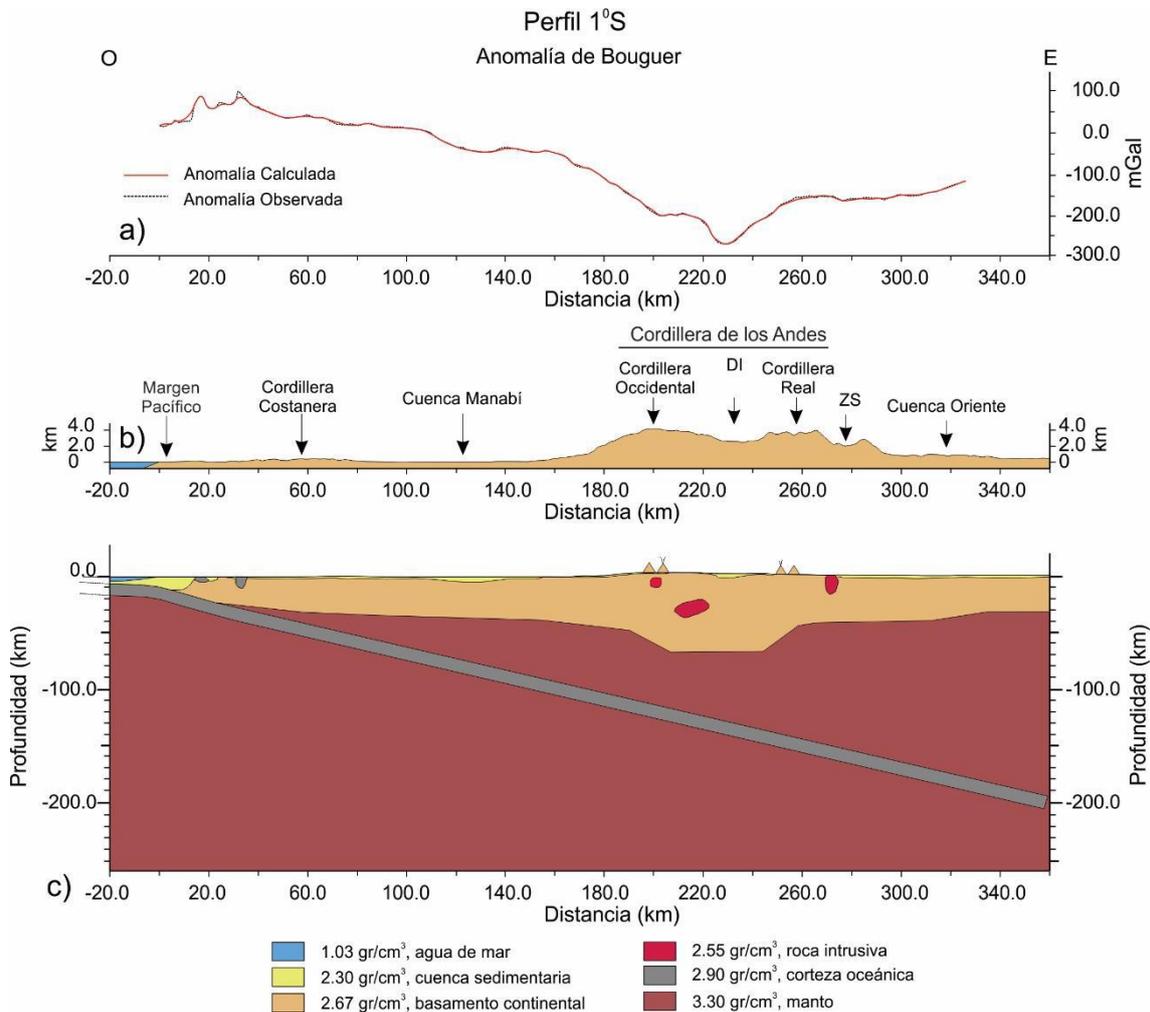


Figura 2.11. Modelo de anomalía de Bouguer a partir de datos de campo, perfil 1°S . a) Anomalía de Bouguer observada y calculada. b) Perfil topográfico. c) Modelo gravimétrico estructural 2D. Tomado de Tamay Granda (2018).

Resaltando lo anteriormente mencionado, Tamay Granda (2018) estima que los mínimos de anomalías de Bouguer correspondan a máximos espesores corticales en los que la discontinuidad de Moho se aproxima a 70 km de profundidad. No obstante,

existen más estudios de datos potenciales que sugieren la profundidad de la discontinuidad de Moho, tal como Chambat (1996) y Reguzzoni y Sampietro (2012).

Chambat (1996) menciona que la discontinuidad de Moho alcanza un espesor entre 15-20 km para la corteza oceánica, mientras que el Bloque Norandino perteneciente al margen oceánico-continental posee un rango entre 30-35 km (figura 2.17a). Adicionalmente, se especifica que para la Cordillera de los Andes existe un espesor entre 55-60 km. Por otro lado, Reguzzoni y Sampietro (2012) mencionan que existe una profundidad de 15 km para la corteza oceánica, con un límite no muy bien definido en el Bloque Norandino del Ecuador. De la misma manera, se destaca que la discontinuidad de Moho se sitúa a 60 km de profundidad para la Cordillera Andina, con transiciones de espesores de 32-45 km para las zonas de las Cordilleras Occidental y Real (figura 2.17b).

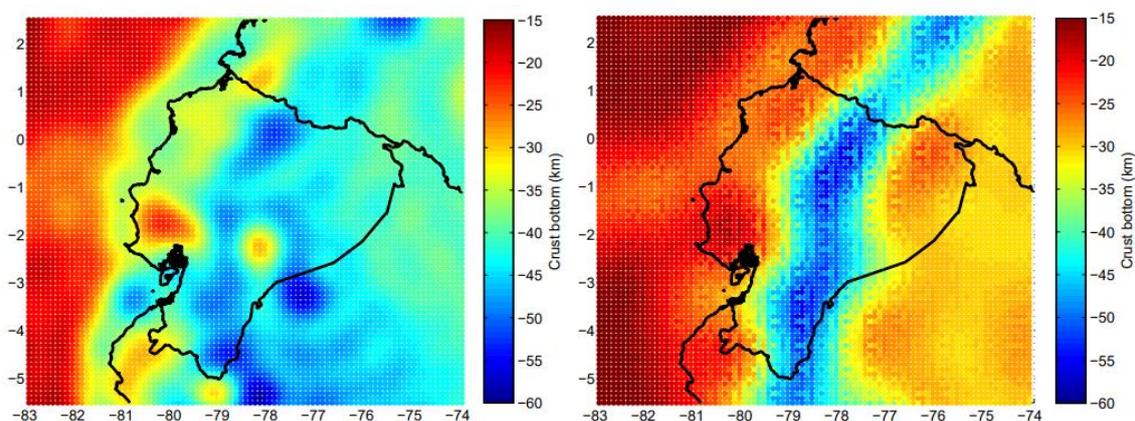


Figura 2.12. Mapas de profundidades de discontinuidad de Moho en Ecuador. a) Modelos gravimétrico de 0,1° de resolución. b) Modelo obtenido a través del Laboratorio de Geomática del Politécnico de Milán. Tomado y modificado de Araujo (2013).

2.5. Anomalías magnéticas satelitales del Ecuador

De acuerdo al procesamiento de datos satelitales de anomalías magnéticas realizado por Tamay Granda (2018), se pueden definir dos provincias principales en función de la magnitud y orientación de las mismas. Hacia el Este se observan anomalías irregulares y redondeadas, dentro de la zona cratónica de la placa Sudamericana, mientras que hacia el Oeste predomina una dirección Este-Oeste que se extiende en la corteza oceánica de la Placa de Nazca y el margen continental hasta el límite oriental de los Andes. En otras palabras, los valores mínimos se extienden en dirección Noreste-Suroeste, siendo éstos más intensos en la Cordillera Occidental donde

alcanzan un valor de -95 nT. Por otra parte, las anomalías positivas hacia la zona del golfo Guayaquil hasta la corteza oceánica, donde existen magnitudes desde 20 nT hasta 60 nT (figura 2.18).

Adicionalmente, se tiene en cuenta el Modelo Magnético Mundial (WMM), liderado por la Agencia Nacional de Inteligencia-Geoespacial de los Estados Unidos (NGA) y el Centro Geográfico de Defensa del Reino Unido (DGC), y desarrollado por los Centros Nacionales de Información Ambiental (NCEI) y el Servicio Geológico Británico (BGS). Para el año 2020, se determinó un rango de declinación magnética que aumenta en sentido Oeste-Este comprendida entre -6° a -2° , un rango de inclinación magnética entre 14° - 23° que aumenta en sentido Sur-Norte y de intensidad del campo magnético entre 27.000-29.500 nT que aumenta en sentido Sur-Norte (apéndice 3).

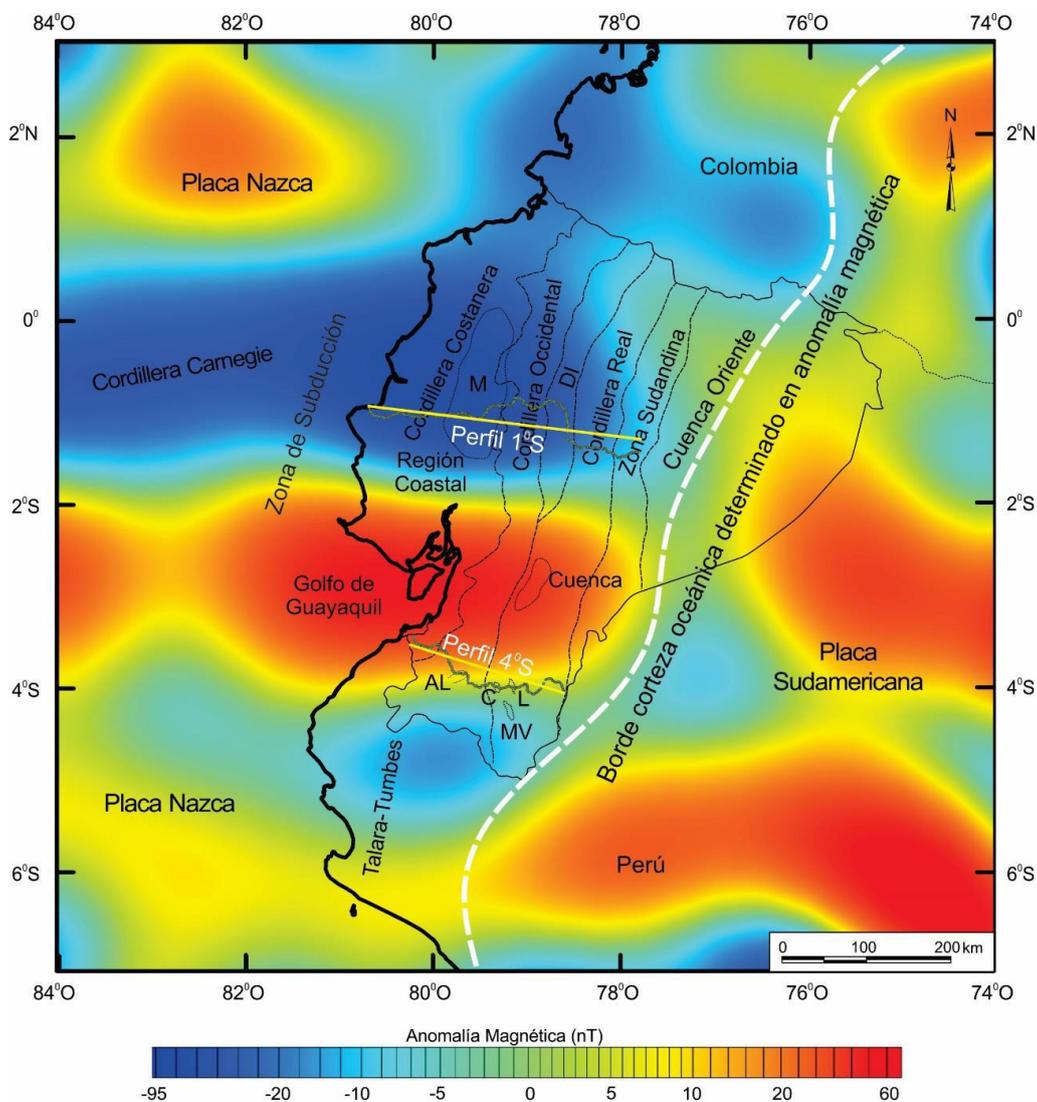


Figura 2.13. Mapa de anomalía magnética del margen del Ecuador basado en datos satelitales. Tomado de Tamay Granda (2018).

2.6. Sistema térmico y volcánico de Chachimbiro

Tipantásig Córdova (2017) clasificó el área estudiada del Complejo Volcánico Chachimbiro en tres zonas claves, de acuerdo a los valores de Anomalías Simples de Bouguer interpretados. Las anomalías altas se ubican al Suroeste y coinciden con la zona constituida por rocas volcánicas de la Unidad Río Cala, así como con la sección con alteración hidrotermal que confirma la existencia de un sistema hidrotermal. Por otro lado, en el área céntrica yacen los valores de anomalías intermedias que coinciden con los depósitos de los dos primeros eventos volcánicos, los cuales se asocian a materiales de menor densidad. Por último, pero no menos importante, los valores de anomalías mínimas coinciden tanto con los depósitos de la Formación Huanguillero como de las rocas de la Formación Natividad. En este estudio se sugiere que las rocas del basamento se encuentran a gran profundidad y que el espesor de las secuencias de cobertura resulta masivo (figura 2.19).

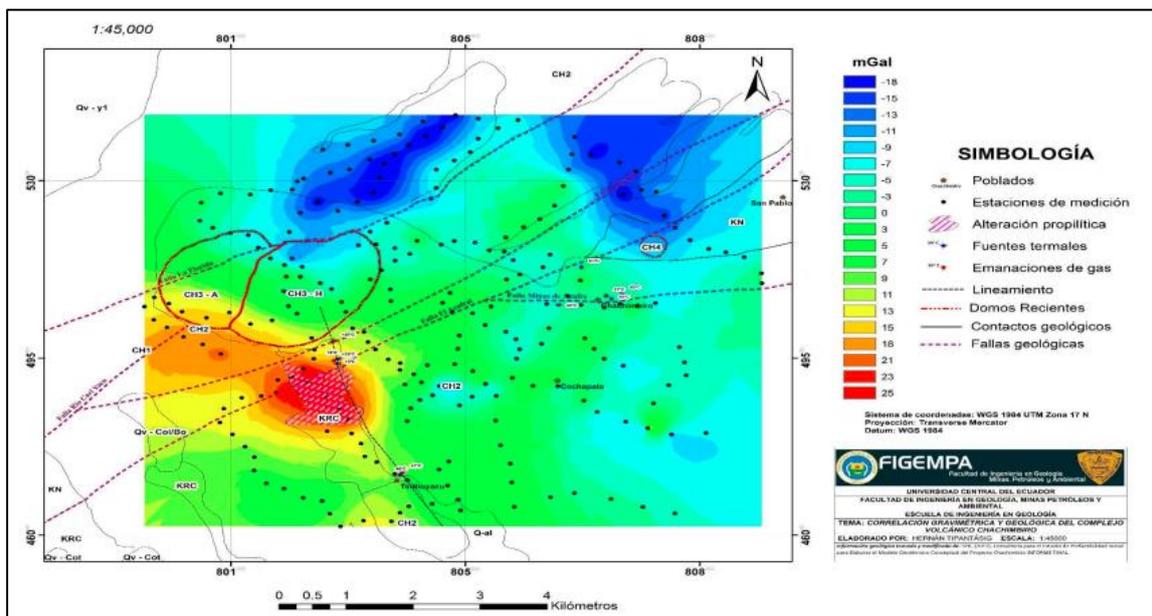


Figura 2.14. Correlación de resultados gravimétricos con geología estructural del Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado de Tipantásig Córdova (2017).

Con base al mapa resultado de anomalías simples de Bouguer, Tipantásig Córdova (2017) propuso un modelo gravimétrico estructural superficial a lo largo de un perfil Sureste-Noroeste que destaca las fuentes termales junto con los depósitos sedimentarios de los eventos volcánicos del complejo y estructuras presentes pertenecientes a las formaciones Río Cala y Natividad. En el perfil se observa como los valores altos de anomalías gravimétricas pertenecen a las rocas del basamento alterado hidrotermalmente, en el cual existe un cuerpo volcánico intrusivo (figura 2.20).

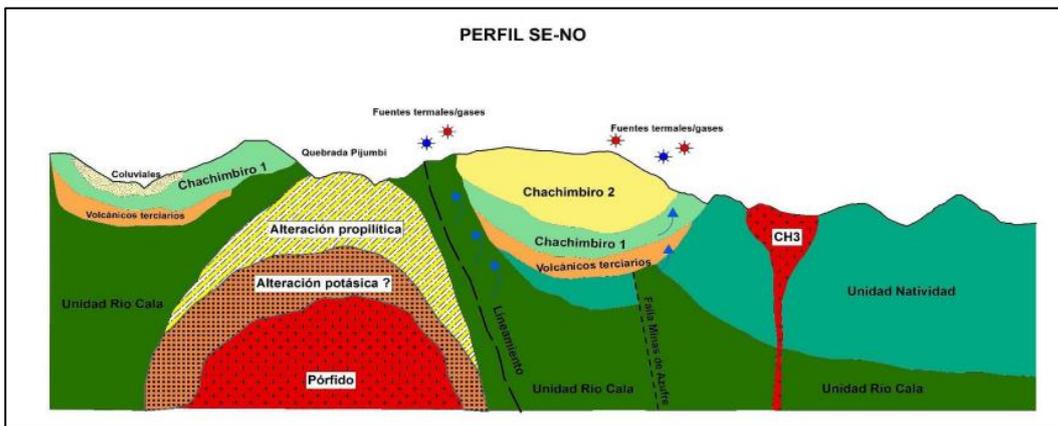


Figura 2.15. Modelo gravimétrico estructural de un perfil SO-NE con base a valores de anomalías simples de Bouguer. Tomado de Tipantásig Córdova, (2017).

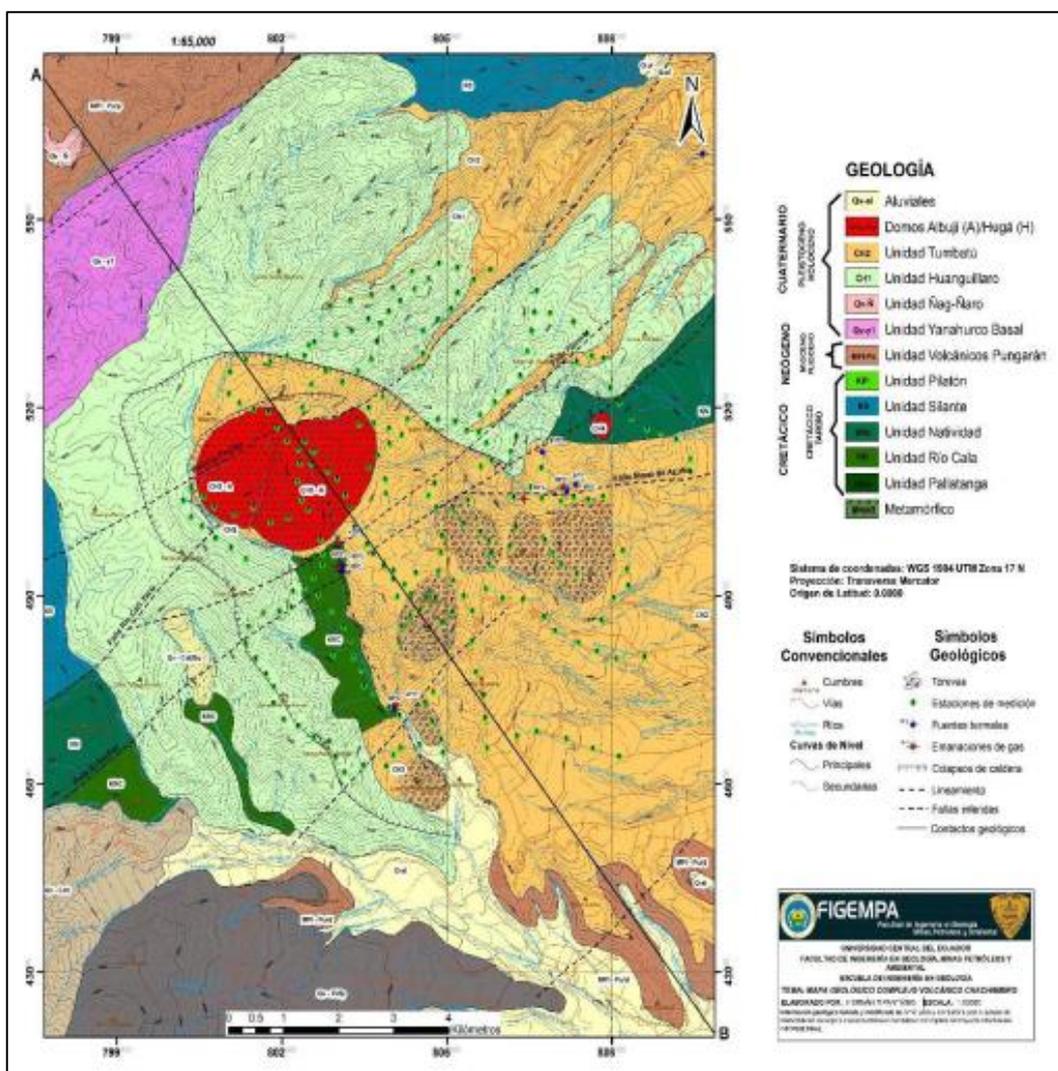


Figura 2.16. Mapa Geológico del Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado de Tipantásig Córdova, 2017.

El sistema geotérmico del Complejo Volcánico Chachimbiro muestra un gran potencial para el desarrollo de energía geotérmica. La integración de datos geológicos, geofísicos y geoquímicos en un modelo tridimensional permite una mejor visualización y comprensión del sistema, facilitando la identificación de los mejores lugares para la perforación exploratoria (Pilicita, 2016).

Pilicita (2016) trabajó con 70 estaciones magnetoteléuricas que fueron instaladas y distribuidas en una grilla irregular con un espacio mínimo de 0,35 kilómetros por estación. La distribución de resistividad en el Complejo Volcánico Chachimbiro se mostró por múltiples capas, donde la superficie representa valores superiores a 160 Ωm que corresponden a rocas volcánicas del Cuaternario. Seguidamente, existe una anomalía predominante debido a un brusco descenso de valores de resistividades eléctricas, inferiores a 10 Ωm , que pueden fácilmente relacionarse a la roca sello del sistema geotérmico, ubicada a 3.000 msnm. Finalmente, existe una zona de transición evidenciada por el aumento gradual de la resistividad desde 10 hasta 160 Ωm que complementa el espesor de la corteza continental de dicha zona por encima del nivel medio del mar (figura 2.22).

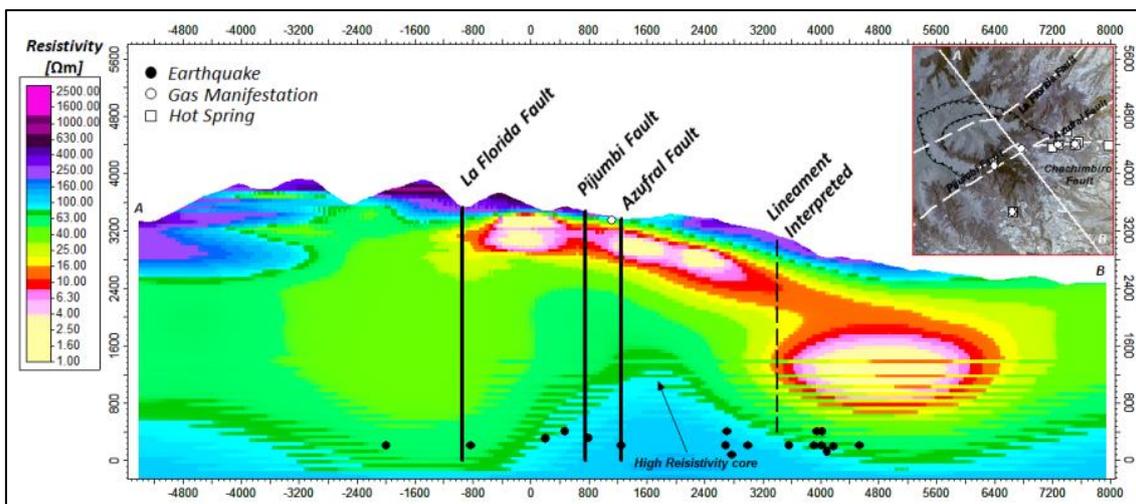


Figura 2.17. Perfil A-B de para la distribución de resistividades por profundidad (Ωm). Tomado de Pilicita. (2016).

En adición, Pilicita (2016) hace referencia a la perforación de pozos direccionales basados en la permeabilidad de la interacción de fallas, la relación con manantiales termales, áreas hidrotermales, manifestaciones de gas, temperaturas registradas por geotermómetros líquidos de Na/K, anomalías de resistividades eléctricas y zonas de flujo ascendente.

El primer punto de interés consta en la intersección de las fallas Chachimbiro y Azufral, la cual proporciona mayor permeabilidad del área asociada a este sistema y en consecuencia evidencia una anomalía de baja resistividad. El segundo punto a destacar se enfoca en la falla Chachimbiro, la cual posee un rumbo Este-Oeste, estando controlada por el flujo de agua caliente desde el reservorio hasta la superficie para formar fuentes termales (figuras 2.23a y 2.23b):

1. En el centro de la anomalía de baja resistividad (0-10 Ωm), cuya coordenada es 78,26° Oeste y 0,45° Norte, la cual actúa como el sello que cubre el reservorio geotérmico. El modelo de resistividad sugiere una forma cóncava de 11 km² y un espesor de 340 metros, donde se ubicaría el flujo ascendente aproximadamente posicionado a 2.500 msnm.
2. En el borde Norte, cuya coordenada es 78,26° Oeste y 0,46° Norte, donde la permeabilidad es controlada por las fallas de Azufral, Pijumbí y Chachimbiro. Se puede considerar como una zona de transición de un bloque de baja resistividad a uno altamente resistivo, desde una resistividad de 30 Ωm correspondiente a 200°C y 1.100 metros de profundidad, y 70 Ωm correspondiente a 250°C y 1.940 metros de profundidad sobre la superficie.

Adicionalmente, existe un tercer punto propuesto para un pozo direccional de nivel exploratorio, en la ubicación 78,25° Oeste y 0,45° Norte, en el cual la permeabilidad del sector es controlada por las fallas Azufral y Pijumbí. Este último se planteó con relación al pozo exploratorio instalado por Servicios y Remediación (SYR) en el año 2012, ubicado en la coordenada 78,27° Oeste y 0,45° Norte.

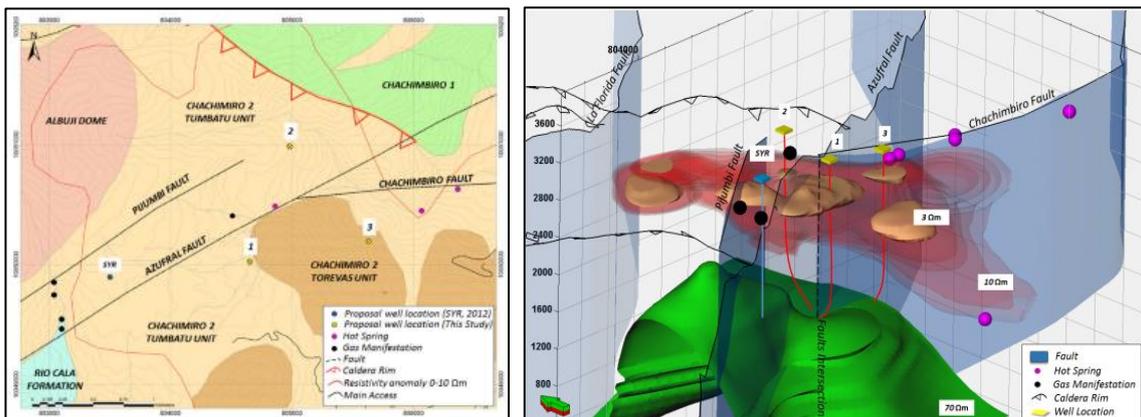


Figura 2.18. a) Ubicaciones sugeridas para perforación de pozos geotérmicos en el prospecto de Chachimbiro. b) Representación 3D de ubicaciones sugeridas para perforación de pozos geotérmicos en el prospecto de Chachimbiro con Petrel. Tomado de Pilicita (2016).

Aparte de lo mencionado anteriormente, el autor menciona que en las zonas de Minas de Azufre y Quebrada Azufral se observan esmectitas en afloramientos relacionados con la roca de sello, como se indica en el modelo magnetotérmico, siendo esto una evidencia de las alteraciones hidrotermales en desarrollo. Ambas zonas también están controladas por las fallas de Pijumbí y Azufral, en las cuales se emiten gases de dióxido de carbono y ácido sulfhídrico. Dichas emisiones gaseosas se pueden asociar a actividad volcánica, mas no a un sistema geotérmico activo.

Las fallas interpretadas actúan como límites laterales del sistema geotérmico, restringiendo localmente las vías de descarga natural del mismo (Pilicita, 2016). En este estudio se considera que una cámara magmática alimenta los centros de emisión volcánicos principales y laterales en Chachimbiro, así como también es la fuente de calor del sistema. Sin embargo, se hace énfasis en validar estructuralmente el complejo volcánico mediante el uso de datos gravimétricos (figura 2.24).

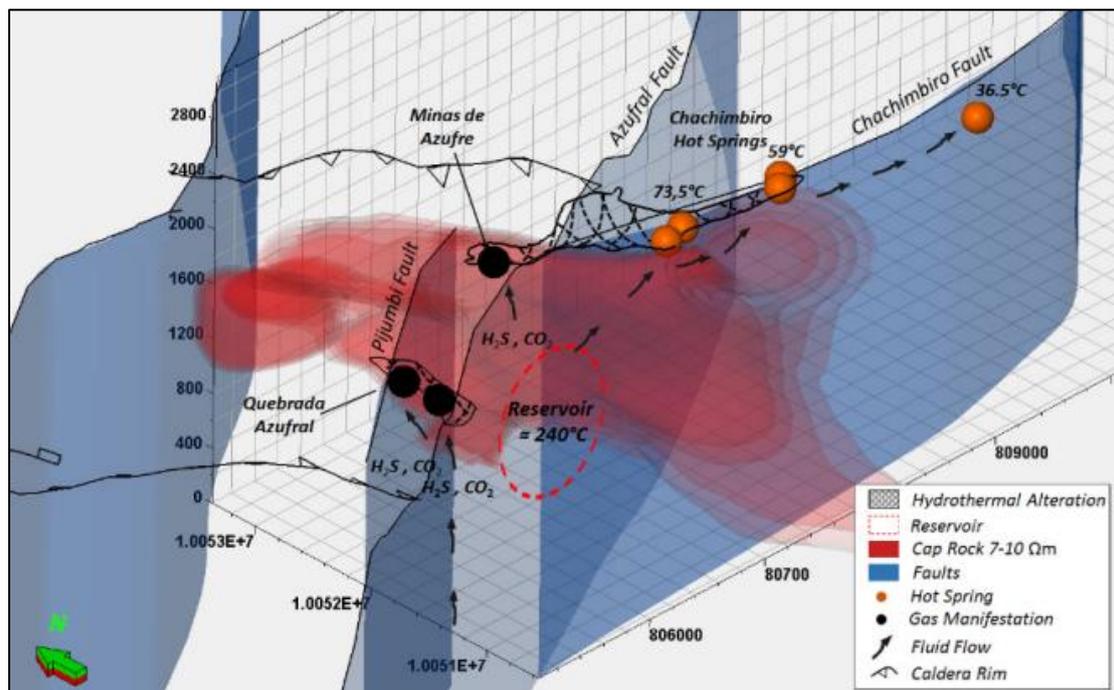


Figura 2. 19. Representación de alta permeabilidad en el área de Chachimbiro. Tomado de Pilicita (2016).

De igual forma, los estudios de prefactibilidad realizados por la Corporación Eléctrica del Ecuador (2016) indican que el reservorio del Complejo Volcánico Chachimbiro se encuentra a una profundidad de 1.800 metros desde la superficie, coincidiendo con los rangos de temperatura entre 225°C y 235°C. Asimismo, Torres y Urquiza (2013) proponen la roca almacén estaría presente sobre el Huanguillaro y que

la zona de recarga se estima sobre los 3.000 msnm, estando conectado a la cuenca hidrográfica del río Mira (figura 2.25).

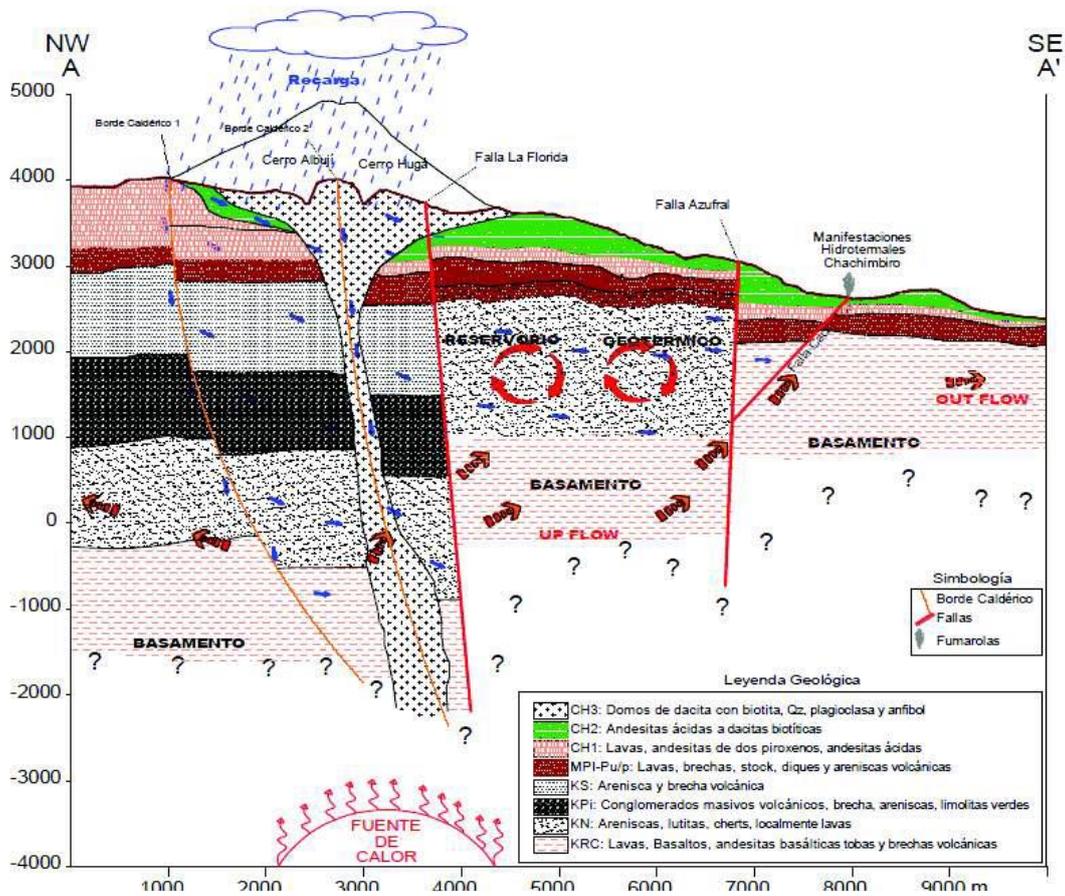


Figura 2.20. Modelo geoquímico del Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado de Torres y Urquiza (2013) y modificado por Cevallos Piedra (2018).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

La prospección geofísica conserva un conjunto de herramientas propias de esta ciencia asociada al sector ingenieril, en la cual yace el interés de analizar las propiedades cuantitativas del subsuelo terrestre. En la actualidad existen múltiples aplicaciones y metodologías derivadas de los métodos geofísicos maestros, bien conocidos como sísmicos, geo-eléctricos, gravimétricos y magnéticos.

Tal como se ha mencionado anteriormente, este Trabajo Especial de Grado conserva su enfoque en analizar el comportamiento estructural de un complejo volcánico. Una de las claves esenciales para lograrlo se centra en el estudio individual y en conjunto del campo gravitacional y magnético del planeta Tierra, y el efecto natural resultante en presencia de los elementos geológicos que definen la zona de estudio. En otras palabras, se pueden implementar los respectivos métodos gravimétricos y magnéticos, ambos potenciales, como dos herramientas útiles para el estudio de ubicaciones remotas asociadas a corteza oceánica o continental.

Considerando que ambos métodos pueden implementarse terrestre y satelitalmente, representan una herramienta factible y accesible para realizar un estudio a escala regional. Adicionalmente, desde el punto gerencial posee la positiva cualidad de ser más rentable que otros métodos porque no requiere campañas de adquisición geofísica de tanta envergadura. A continuación, se presentan las bases teóricas fundamentales y necesarias para comprender el funcionamiento de las aplicaciones de ambos métodos para el estudio del Complejo Volcánico Chachimbiro.

3.1. Método Gravimétrico

El método gravimétrico permite medir las variaciones de la atracción gravitatoria del subsuelo asociadas a los cambios de densidad contrastados por los diferentes tipos de rocas que constituyen las capas de la Tierra (Reynolds, 1997). Dichas variaciones de densidades se evidencian como anomalías gravimétricas, una vez sean procesadas mediante estudios terrestres y satelitales.

La base fundamental del método gravimétrico se enfoca en la relación de las variaciones del campo gravitacional del planeta, principalmente definida por Sir Isaac Newton mediante la Ley de Gravitación Universal.

3.1.1 Ley de Gravitación Universal

La superficie equipotencial de gravedad está caracterizada por una distribución de masa en el planeta Tierra, generada por una serie de datos de muchas fuentes diferentes de precisión. (Lowrie, 2007). Donde hay materia existe un campo gravitatorio, lo que permite que cada cuerpo posea su propio peso (figura 3.1). Esto, en junto con las leyes básicas de Sir Isaac Newton, conduce a la introducción de la Ley de Gravitación Universal, que no es más que la fuerza de atracción experimentada por dos cuerpos, “ m_1 ” y “ m_2 ”, al estar separados una cierta distancia “ r ”, es decir:

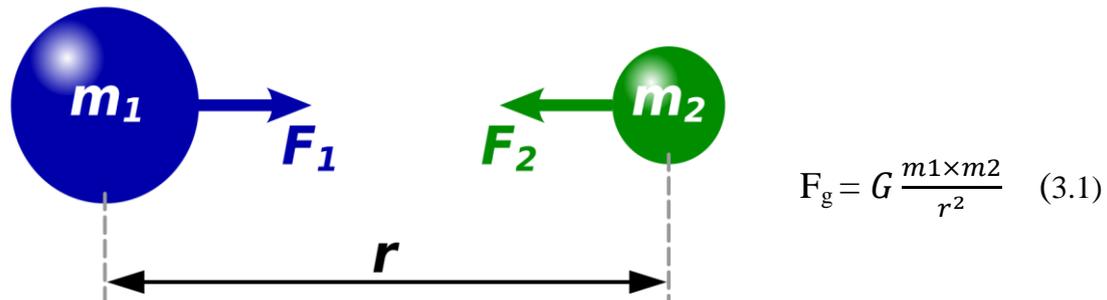


Figura 3. 1. Atracción de dos masas por efecto gravitatorio.

- La fuerza gravitatoria se representa como “ F_g ”.
- La constante de gravitación universal se representa como “ G ”, cuya magnitud es: $6,673 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2/\text{kg}$.

Posteriormente, al incorporar la Segunda Ley de Newton que establece que la fuerza es directamente proporcional a la masa del cuerpo y su aceleración aplicada (ecuación 3.2), se define la gravedad como la aceleración de la gravedad causada por la atracción de la masa de la Tierra “ M ” asociada a su radio “ r ”.

$$F = M \times a \quad \rightarrow \quad a = \frac{F}{M} \quad \rightarrow \quad g = \frac{F}{M} = G \frac{M}{r^2} \quad (3.2)$$

- La masa del planeta Tierra se representa como “ M ”, cuya magnitud es: $5,972 \times 10^{24} \text{ kg}$.
- La distancia “ r ” definida entre las partículas, se considera el radio del planeta Tierra cuya magnitud es: $6,371 \times 10^6 \text{ metros}$.

Si se considera al planeta una esfera perfecta y homogénea, en promedio se tiene la gravedad en cada punto es $9,82 \text{ m/s}^2$, en el Sistema Internacional, y equivalente a 982

cm/s². Debido al manejo de datos de lecturas gravimétricas muy altas, por conveniencia se utiliza una unidad equivalente, donde 1 cm/s² equivale a 1 Gal. De esta forma, se define el miligal igual a 0,001 Gal; como la unidad en la que se expresan los cálculos de anomalías gravimétricas.

3.1.2 Gravedad y Forma de la Tierra: geoide y elipsoide

Las irregularidades y las distintas distribuciones de masa a lo largo del planeta no permiten que la gravedad sea constante en cada estación de estudio. En ambos polos, la gravedad es máxima debido a que existe una menor distancia hasta el centro del planeta, correspondiente a 983 cm/s². De forma opuesta, en el ecuador se registran valores mínimos aproximados a 978 cm/s² (Reynolds, 1997).

Partiendo de esto se plantea la Tierra como una masa homogénea sometida a las fuerzas de gravedad que tienden a hacerla esférica, mientras que la fuerza centrífuga tiende a ensancharla en el Ecuador. Consecuentemente, resulta conveniente referirse a la forma del planeta Tierra como un esferoide o elipsoide de revolución (Lowrie, 2007), siendo el elipsoide una convención matemática que se aproxima a la superficie equipotencial de la gravedad.

En este sentido, se presenta la definición del geoide como una superficie equipotencial física de gravedad que corresponde con el nivel medio del mar, la cual presenta protuberancias y depresiones debido a su distribución de densidades correspondientes a las masas existentes en el interior del planeta. En vista de las irregularidades de su forma y tamaño vinculado a las variaciones de masas, se han realizado múltiples modelos del planeta que permiten ajustar las mediciones de gravedad a los valores reales de altura asociada a la topografía (Barthelmes, 2009). En los océanos, el geoide se ajusta a la superficie del mar y sobre los continentes resulta afectado por la litosfera sobre el nivel del mar (figura 3.2).

Tomando en consideración los diversos modelos representativos del geoide, se utilizará el GRS 1980 para los cálculos pertinentes en el procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos del presente Trabajo Especial de Grado, con base a las recomendaciones de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (Li *et al.*, 2006).

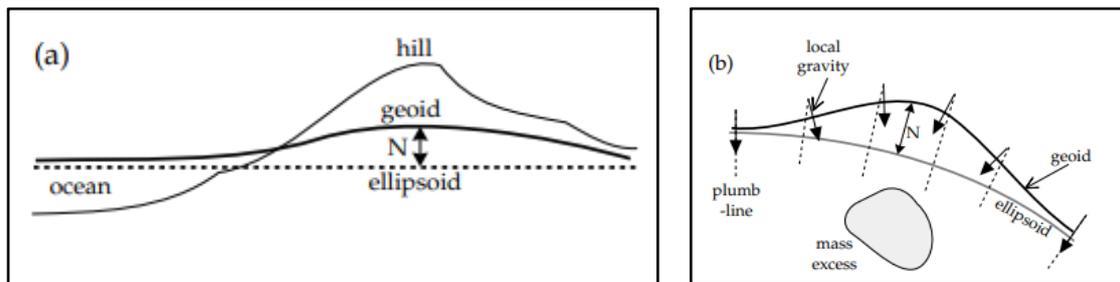


Figura 3.2. a) Altura elipsoidal “h” y altura ortométrica “H” respecto a la configuración del planeta Tierra, considerando un exceso de masa por fuera del elipsoide. b) Exceso de masa por debajo del elipsoide, eleva el geoide “N” por encima del elipsoide. Tomado de Lowrie (2007).

3.1.3 Correcciones Gravimétricas

Cuando se realizan mediciones de gravedad en la superficie de la Tierra, los datos se ven influenciados por factores ajenos a la geología tales como los efectos por marea, la superficie topográfica, la altura a la cual se lleva a cabo la medición, entre otros. Debido a estos efectos, las magnitudes deben ser corregidas a modo de obtener el resultado acertado que evidencie el contraste de densidades en el subsuelo y establecer a un mismo nivel de referencia elipsoidal todos los datos adquiridos (Bravo, 2015).

A modo de cumplir con el incremento en la precisión con base a una única metodología más actualizada, se siguen los estándares que se rigen bajo nuevos procedimientos de cálculo que reducen los errores asociados a los efectos de topografía, curvatura de la Tierra, gradiente vertical y masa atmosférica, con apoyo en un solo elipsoide de referencia (Li *et al.*, 2006).

3.1.3.1 Corrección por latitud

El planeta Tierra no es una esfera perfecta, sino que presenta irregularidades y las redistribuciones de masa que la definen como un geoide, con un respectivo radio ecuatorial y radio polar; siendo este último el menor. De acuerdo con Kearey *et al.* (2002), las latitudes ubicadas en el paralelo ecuatorial están más lejos del centro de masa de la Tierra que los que yacen en los polos del planeta, lo que genera un aumento de gravedad desde el ecuador hacia los polos. Consecuentemente, debe introducirse la definición de la gravedad teórica, la cual es la aceleración gravitatoria prevista en la superficie elipsoidal terrestre que mejor se ajusta a las propiedades físicas de la Tierra tal como su masa y forma (Li *et al.*, 2001). Partiendo de esto se plantea la fórmula de la

gravedad teórica en la superficie elipsoidal en la latitud Norte o Sur (α) establecida en radianes y medida desde el ecuador expresado en mGal (ecuación 3.3).

$$G_{\text{teo}} = 978032,7 \times [1 + 0,0053024\text{sen}^2(\alpha) + 0,0000058\text{sen}^4(2\alpha)] \quad (3.3)$$

Actualmente, se utiliza la ecuación de Somigliana, formulada en 1930 y establecida en 1967 por el Sistema de Referencia Geodésico (Dobrin *et al.*, 1988), en la cual se utilizan las siguientes constantes para el elipsoide de referencia GRS 1980.

$$G_{\text{teo}} = \frac{ge \times (1 + k(\text{sen}^2(\alpha)))}{\sqrt{1 - e^2(\text{sen}^2(\alpha))}} \text{ [mGal]} \quad (3.4)$$

- **Constante de altitud (k)** = 0,00193166338321
- **Gravedad en el ecuador (ge)** = 978.031,84558 mGal
- **Constante de excentricidad (e²)** = 0,00669460532856

3.1.3.2 Corrección de Aire Libre

Esta corrección ignora la densidad de las rocas y el efecto gravitacional que pueda existir entre la estación de observación y la superficie de referencia, considerando solo distancia entre ambas; es decir, el efecto que tiene la altura en la medición de la gravedad (Telford *et al.*, 1990; Hinze *et al.*, 2005; Lowrie, 2007).

La corrección de Aire Libre se considera positiva cuando la estación está ubicada por encima del nivel del mar para corregir la disminución de la gravedad con la altitud, y negativa si yace debajo del nivel del mar (Keary *et al.*, 2002).

Considerando que la Tierra posee masa "M" y radio "r", se puede obtener el valor del gradiente vertical de gravedad de primer orden, partiendo del planteamiento de la Ley de Gravitación Universal (ecuación 3.5 y 3.6).

$$F_g = G \frac{M}{r^2} \rightarrow \frac{\partial F_g}{\partial r} = \pm (2G) \frac{M}{r^3} = \pm \frac{2g}{r} = \frac{2 \times (978,03184558 \text{ mGal})}{6,371 \times 10^6 \text{ m}}$$

$$\frac{\partial F_g}{\partial r} = \pm 0,3086 \text{ mGal/m} \quad (3.5)$$

$$C_{\text{AL}} = \pm 0,3086 \times h \text{ [mGal]} \quad (3.6)$$

Actualmente se puede utilizar la fórmula de aproximación de segundo orden (ecuación 3.7), para corregir la gravedad teórica vinculada a una altura "h" medida en metros relativa al elipsoide GRS80 y una latitud "α":

$$C_{\text{AL}} = - [(0,308769 - 0,0004398\text{sen}^2(\alpha)) \times h + [7,2125 \times 10^{-8}] \times h^2] \quad (3.7)$$

3.1.3.3 Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer representa la atracción gravitatoria de la capa de la Tierra entre los niveles de referencia y la estación de interés (Hinze *et al.*, 2005). De acuerdo a Telford *et al.* (2004), para poder calcularla se introduce una placa imaginaria horizontal e infinitesimal llamada “placa de Bouguer”, con una densidad promedio de las rocas de la litosfera (ρ_B) y evaluada en un volumen cilíndrico (figura 3.3).

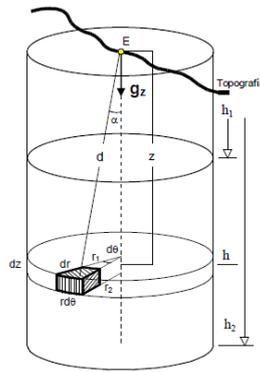


Figura 3.3. Representación gráfica de la placa de Bouguer para un volumen cilíndrico. Tomado de Geosoft (2006a).

Se considera la atracción del cilindro para determinar el efecto de la placa de Bouguer en la estación gravimétrica, partiendo de un diferencial de masa “dm” directamente proporcional a la densidad del medio, el radio del elemento y los diferenciales del ángulo y su dirección vertical (ecuación 3.8):

$$\Delta g = G\rho\phi \left(\sqrt{(r)^2 + (h)^2} - r_1 \right) \left(\sqrt{(r)^2 + (h)^2} - r_2 \right) \quad (3.8)$$

Si el ángulo ϕ incrementa a 2π y el radio interno disminuye a cero; consecuentemente el límite superior e inferior de la ecuación 3.8 se delimitan a $h_1 = 0$ y $h_2 = h$, respectivamente. De acuerdo a Lowrie (2007), la aceleración gravitacional en el centro del sólido cuyo radio es “r” (ecuación 3.9):

$$\Delta g = 2\pi G\rho (h - (\sqrt{r^2 + h^2} - r)) \quad (3.9)$$

Si se permite que el radio “r” experimente un crecimiento, entonces el valor de la altura elipsoidal “h” se torna gradualmente insignificante comparado a su radio “r”. En cambio, cuando “r” tiende al infinito, el segundo término de la ecuación 3.9 tiende a cero, por lo que la corrección de Bouguer se expresa mediante la ecuación 3.10.

$$C_{BG} = \mp 2\pi G\rho h \quad [\text{mGal}] \quad (3.10)$$

- **Densidad de Bouguer (ρ_B) = 2,67 g/cm³**

Estrada (2012) destaca que la corrección de Bouguer debe tomarse como negativa debido a que la placa horizontal bajo la estación aumenta el valor de gravedad y para llegar al nivel del mar, dicha masa debe ser eliminada para que la medición sea comparable con el valor teórico obtenido con la Fórmula Internacional de la Gravedad.

Es esencial destacar que la densidad de las rocas y minerales es una de las propiedades principales a tener en cuenta en un estudio gravimétrico. Las rocas muy densas generan una mayor atracción gravitatoria, por ejemplo. Adicionalmente, una misma litología incrementa su densidad con la profundidad de soterramiento y consecuente aumento de la carga litostática. (Chelotti *et al.*, 2009). En esta ocasión, se considera para el Trabajo de Especial de Grado la densidad equivalente a 2,67 g/cm³.

Sin embargo, LaFehr (1991) incluyó el efecto de la curvatura de la Tierra, sustituyendo la ecuación 3.10 de la placa horizontal por la ecuación 3.11 como una fórmula de forma cerrada para un casquete esférico de radio de 166,7 km, es decir:

$$\delta_{gSC} = \mp 2\pi G\rho h \times (\mu h - \lambda R) \quad (3.11)$$

Donde “ μ ” y “ λ ” son coeficientes adimensionales definidos por LaFehr (1991), “ ρ ” la densidad del material, “ h ” la altura sobre el elipsoide. R es el radio de la Tierra en la estación ($R_0 + h$), donde R_0 es el radio medio de la Tierra. Posteriormente, la corrección por curvatura se adiciona a la anterior ecuación, permitiendo obtener la atracción gravitacional de la capa de la Tierra entre el elipsoide y la estación, asumiendo la misma placa horizontal infinitesimal (ecuación 3.12):

$$\delta_{gBC} = \delta_g + \delta_{gSC} \quad (3.12)$$

3.1.3.4 Corrección Topográfica

La corrección topográfica estudia el efecto de las masas que la placa de Bouguer no considera, tales como los valles y las montañas. A modo de compensar la atracción gravitacional ejercidas por la topografía restante o sobrante, se deben tomar en cuenta todos los desniveles. Estas irregularidades conducen al modelado de la topografía mediante una división en prismas verticales cuyas contribuciones a la aceleración de una estación se calculan al suponer una simetría cilíndrica alrededor de ella (figura 3.4).

Lowrie (2007) define un volumen de tres dimensiones correspondiente a una integral triple, de altura “h”, su radio interno es “r₁”, el externo es “r₂” y el ángulo “φ₀” respecto a la estación (ecuación 3.13).

$$\Delta g_T = 2\pi G\rho \int_0^{2\pi} d\phi \int_{h_1}^{h_2} z dz \int_{r_1}^{r_2} \frac{r dr}{(z_2+r_2)^{3/2}} \quad (3.13)$$

Esta corrección puede ser realizada por medio de una retícula ideada por Hammer (1939), que consiste en círculos concéntricos alrededor de la estación para corregir el efecto de las desigualdades con base a la estimación del relieve topográfico. Estos círculos poseen una división en compartimientos definido como anillos de espesor “h”, de radio externo “r_e”, radio interno “r_i” y densidad “ρ” (figura 3.6); su fórmula se expresa de la siguiente manera (ecuación 3.14):

$$\Delta g_T = G\rho\phi_0 \left(\left(\sqrt{(r)^2 + (h)^2} - r_1 \right) - \left(\sqrt{(r)^2 + (h)^2} - r_2 \right) \right) \quad (3.14)$$

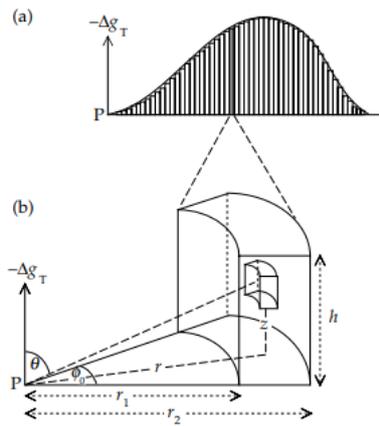


Figura 3.4. Corrección Topográfica mediante (a) la división de la topografía en prismas verticales y (b) añadiendo la corrección para cada elemento cilíndrico de acuerdo a la altura por encima o debajo de la estación de medición. Tomado de Lowrie, 2007.

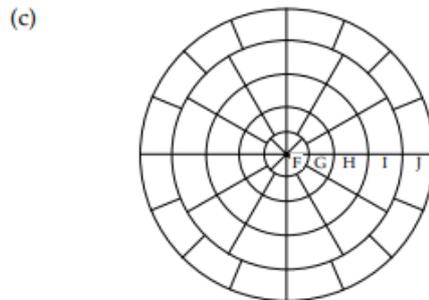


Figura 3.5. Anillos concéntricos usados para calcular las correcciones topográficas de gravedad. Tomado de Lowrie, 2007.

La retícula de Hammer es dibujada en hoja transparente, el cual se superpone en un mapa topográfico impreso de la misma escala y se centra sobre cada estación de gravedad (figura 3.6). Dentro de cada sector de la cuadrícula, se va estimando la elevación media con la mayor precisión posible y se calcula la diferencia de elevación del sector en relación con la estación (ecuación 3.14). Esto se multiplica por el factor de corrección (relación de densidad media de las rocas entre la densidad estimada en las tablas de Hammer) para que el sector contribuya a la corrección del terreno. Finalmente, la corrección del terreno en la estación de gravedad es obtenida al sumar las contribuciones de todos los sectores.

En consecuencia, Lowrie (2007) sostiene que el cálculo de las correcciones de terreno utilizando la retícula de Hammer constituye un trabajo sumamente laborioso, pero que se hacen necesarias cuando la diferencia topográfica para un determinado sector es mayor que 5% de su distancia desde la estación.

Actualmente se trabaja con una metodología computarizada que implementando los algoritmos definidos por Nagy (1966) y Kane (1962). En el presente trabajo de investigación, dicha corrección se realiza mediante el programa Oasis Montaj, versión 6.4.2, el cual basa sus cálculos los mencionados algoritmos (Geosoft Inc, 2006a). Estos métodos dividen las contribuciones de la topografía en tres zonas (figura 3.6), una cercana, una intermedia y otra lejana de la siguiente forma:

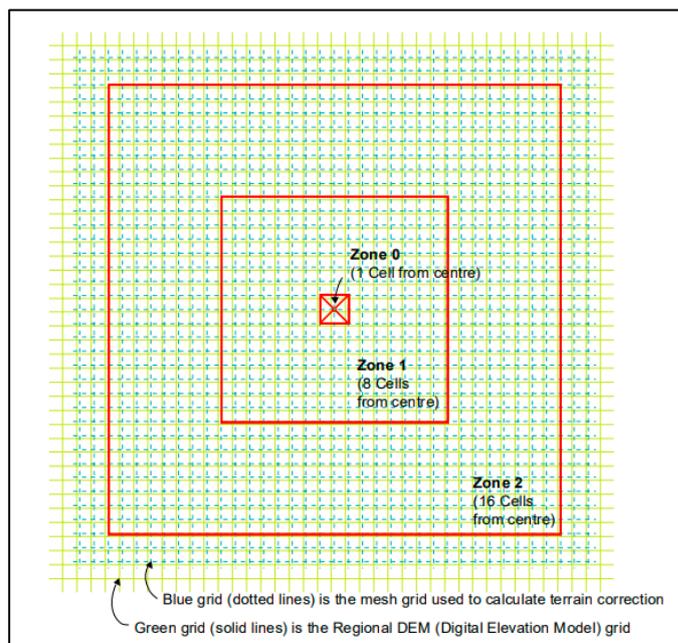


Figura 3.6. Zonas determinadas en Oasis Montaj para el cálculo de la Corrección Topográfica. Tomado de Geosoft Inc (2006a).

- **Zona cercana:** toma en cuenta entre 0-1 celdas cercanas a la estación, y suma los efectos de cuatro secciones triangulares inclinadas, las cuales describen una superficie entre la estación y la elevación en cada extremo de la diagonal, ecuación 3.15, ilustrada en la figura 3.7.

$$C_T = GD\phi_0 \left(R - \sqrt{(R)^2 + (H)^2} + \frac{H^2}{\sqrt{(R)^2 + (H)^2}} \right) \quad (3.15)$$

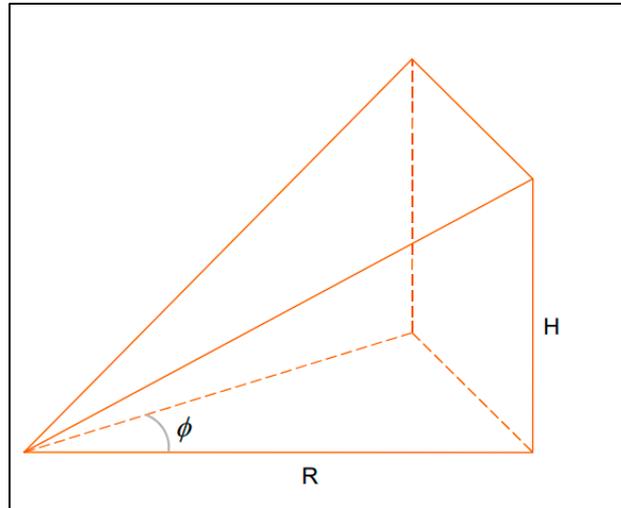


Figura 3.7. Sección triangular de un prisma rectangular recto. Tomado de Geosoft Inc (2006a).

- **Zona intermedia:** toma en cuenta entre 1-8 celdas cercanas a la estación, donde los efectos del terreno son calculados para cada punto, utilizando el enfoque del prisma cuadrado truncado descrito por Nagy (1966), ecuación 3.16, ilustrada en la figura 3.8.

$$\Delta g_T = -GD \int_{Z_1}^{Z_2} \int_{Y_1}^{Y_2} \int_{X_1}^{X_2} ((x) \times \text{Ln}(y + R)) + ((y) \times \text{Ln}(x + R) + Z \arctan \frac{(Z \times R)}{(x \times y)}) \quad (3.16)$$

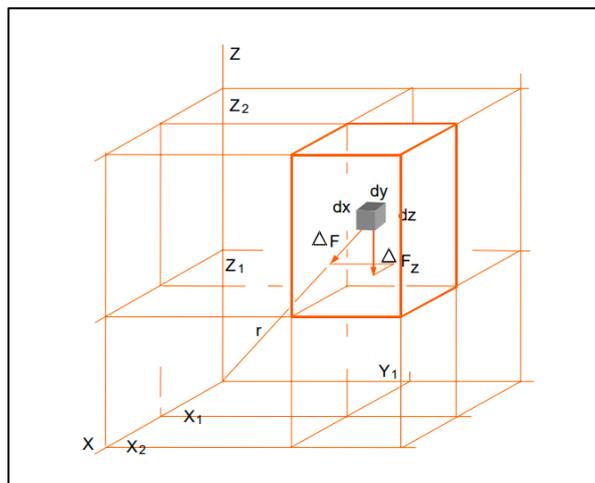


Figura 3.8. Atracción gravitacional del prisma cuadrado truncado. Tomado de Geosoft Inc (2006a).

- **Zona lejana:** para las celdas mayores a 8, donde el efecto de la topografía es corregido con base en la aproximación del segmento anular del anillo a un prisma cuadrado descrito por Kane (1962), ecuación 3.17, ilustrada en la figura 3.9.

$$\Delta g_T = 2GDA^2 \frac{((R_2 - R_1)\sqrt{(R_1)^2 + (H)^2}) - (\sqrt{(R_2)^2 + (H)^2})}{((R_2)^2 - (R_1)^2)} \quad (3.17)$$

- **G** = Constante de Gravitación Universal
- **D** = Densidad del medio
- **A** = Longitud de la sección horizontal del prisma
- **R₁** = Radio del círculo interno del anillo anular
- **R₂** = Radio del círculo externo del anillo anular
- **H** = Altura del anillo anular o prisma

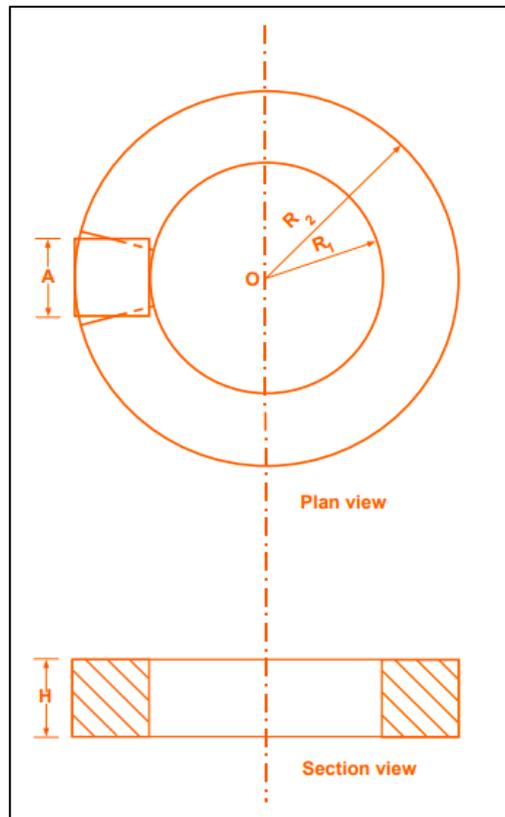


Figura 3.9. Atracción gravitacional del segmento anular seccionado. Tomado de Geosoft Inc (2006a).

3.1.3.5 Corrección por deriva instrumental

La deriva instrumental corresponde a las variaciones de gravedad en función del tiempo que hay entre las mediciones de gravedad repetidas en un mismo lugar, causadas principalmente por la fatiga del sistema de muelles del instrumento de medición y por los cambios de temperatura en el ambiente (Lowrie, 2007).

3.1.3.6 Corrección por mareas

El efecto de las mareas en los océanos, la atmósfera y el cuerpo sólido del planeta es causado por las atracciones gravitatorias del Sol y de la Luna, generando una pequeña deformación de la superficie. A pesar de que la alta sensibilidad de los gravímetros actuales los vuelve susceptibles a estos agentes externos, son capaces de registrarlos y corregirlos con un rango de hasta 0,3 mGal. Asimismo, existen algoritmos computacionales que calculan la corrección por mareas considerando la latitud geográfica, fecha y hora de adquisición (Telford *et al.*, 2004).

3.1.3.7 Corrección Atmosférica

La masa de la atmósfera terrestre está incluida en la masa de la Tierra sólida cuando se determina la gravedad teórica a partir de la Fórmula Internacional de Gravedad correspondiente al elipsoide de referencia de 1980, también conocida como GRS80. Sin embargo, la masa de la atmósfera sobre una estación gravimétrica no afecta la gravedad medida en una estación, porque el planeta se considera esférico y su atmósfera está constituida por capas esféricas. Por tanto, según Hinze *et al.* (2005), el efecto de la gravedad de la masa de la atmósfera se calcula aplicando la ecuación 3.18.

$$C_{atm} = 0,874 - (9,9 \times 10^{-5})h + (3,56 \times 10^{-9})h^2 \quad (3.18)$$

Donde g_{atm} es el efecto de la gravedad en mGal, restándose de la gravedad teórica elipsoidal en la respectiva estación, y “h” es la altura de la estación en metros con respecto al elipsoide GRS80. La consideración de la corrección del efecto atmosférico aumenta una anomalía de gravedad en aproximadamente 0,86 mGal a una altura de 100 m y en aproximadamente 0,77 mGal a 1000 m (Hinze *et al.*, 2005).

3.1.4 Anomalías Gravimétricas

La diferencia entre el valor de la gravedad observada en campo y el valor teórico de gravedad en el esferoide para una determinada estación, se denomina anomalía gravitatoria (Lowrie, 2007). Por otro lado, se pueden registrar resultados anómalos al obtener un valor de aceleración gravitatoria diferente en una localidad en comparación a su valor pronosticado. Estas anomalías gravimétricas se determinan gracias al ajuste de gravedad absoluta en una estación de referencia, mediante correcciones por altura. En otras palabras, es la diferencia entre la gravedad observada y teórica, con respecto a una estación o nivel de referencia. Se puede representar mediante la ecuación 3.19:

$$A = G_{obs} - G_{teo} \text{ [mGal]} \quad (3.19)$$

3.1.4.1 Anomalía de Aire Libre

Es la gravedad observada corregida por la corrección de Aire Libre “ C_{AL} ” y de altura correspondiente a la estación en estudio. Tratándose de las ecuaciones del primer orden, está definida mediante la diferencia entre la gravedad observada “ G_{obs} ” y la gravedad modelada “ G_{teo} ” en dicho punto. Por otro lado, los efectos atmosféricos “ C_{atm} ” se consideran para la relación de orden superior (figura 3.10) (Lowrie, 2007; Hinze *et al.*, 2005). Se representa mediante la ecuación 3.20:

$$A_{AL} = G_{obs} \pm C_{AL} + C_{atm} - G_{teo} \quad [mGal] \quad (3.20)$$

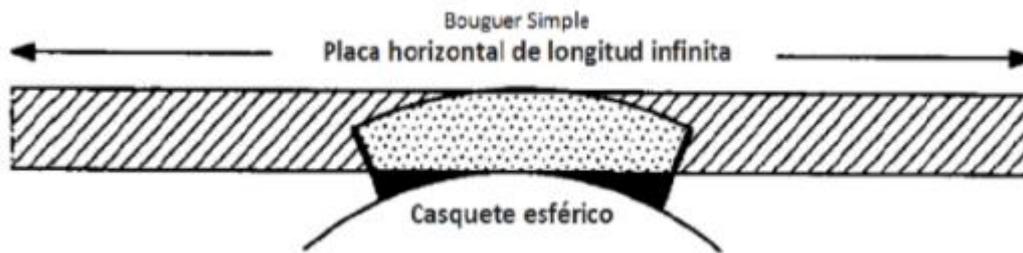


Figura 3.10. Geometría del casquete esférico en relación a la laja horizontal. Tomado de LaFehr (1991).

El doble signo de la corrección de aire libre refleja la posibilidad de que la estación de medida se encuentre por encima o por debajo del nivel de referencia al cual se calcula la gravedad teórica, este signo representa topografías positivas sobre el nivel de referencia y negativas por debajo de éste.

3.1.4.2 Anomalía de Bouguer

Esta anomalía considera la atracción causada por las variaciones de densidad de la geología presente debajo de la estación, razón por la cual es adecuada para ser utilizada en mediciones realizadas sobre la superficie (Mussett *et al.*, 2000). La Anomalía de Bouguer simple se define como la aplicación de todas las correcciones descritas anteriormente, a excepción de la corrección topográfica (Telford *et al.*, 2004). Cuando la corrección de Aire Libre (C_{AL}) posee signo positivo, la corrección de Bouguer (C_{BG}) se aplica con signo negativo y viceversa (ecuación 3.21):

$$A_{BS} = G_{obs} \pm C_{AL} \mp C_{BG} + C_{atm} - G_{teo} \quad [mGal] \quad (3.21)$$

Por último, al considerar las variaciones de gravedad generadas por altos y bajos topográficos cercanos a las estaciones gravimétricas, se realiza la corrección por terreno

y se adiciona a relación anterior para obtener la ecuación 3.22, correspondiente a la Anomalía de Bouguer total.

$$A_{BT} = A_{BS} + C_T \quad [\text{mGal}] \quad (3.22)$$

3.2. Método Magnético

El planeta Tierra se comporta como un imán y su campo magnético se define como un vector que posee magnitud, dirección y sentido. Su comportamiento se asemeja a un imán dipolar, polo Norte y polo Sur magnético (Cantos, 1973). Adicionalmente, puede verse afectado por eventos en el campo magnético del mismo debido a específicas condiciones atmosféricas, micro pulsaciones, variaciones diurnas y anuales, y tormentas magnéticas provenientes del viento solar (Dobrin *et al.*, 1988).

Este método potencial permite estudiar a los cuerpos rocosos que generan anomalías del campo magnético terrestre de acuerdo a las propiedades magnéticas de los materiales que los compongan (Keary, 2002). Su medición cuantitativa se lleva a cabo mediante magnetómetros escalares, los cuales miden la fuerza total del campo magnético, y vectoriales, los cuales miden la componente del mismo en una dirección preferencial. En función de las propiedades que rigen los fundamentos físicos del magnetismo aplicados a la prospección geofísica, se consideran los siguientes (Dobrin *et al.*, 1988):

3.2.2 La Tierra como dipolo magnético

El campo magnético se origina producto de las corrientes eléctricas que circulan de forma toroidal y convectiva en el núcleo externo líquido, modelado por una fuente dipolar en el centro de la Tierra (Milson, 2003). De acuerdo a Lowrie (2007) y Telford *et al.* (1990), está compuesto por tres partes:

- a) **Campo principal:** originado por la rotación del núcleo externo de la Tierra que está compuesto por elementos metálicos como hierro y níquel, cuyo comportamiento es fluido y poseen altas cargas eléctricas.
- b) **Campo inducido:** posee una menor proporción al campo principal, pero situado a nivel externo. Existe como resultado del desplazamiento de corrientes inducidas por la actividad solar en el campo terrestre.
- c) **Campo remanente:** corresponde a variaciones espaciales del campo, causadas por anomalías magnéticas locales en la superficie terrestre.

Lowrie (2007) menciona que el comportamiento dipolar resulta negativo en el hemisferio Norte y positivo en el hemisferio Sur, cuyo eje está inclinado 11° del eje de rotación terrestre. El campo magnético puede representarse a través de un plano tridimensional de ejes x, y, z, donde la magnitud del campo viene representada por el campo viene representada por el vector fuerza (F), mientras que su dirección está definida por dos ángulos: la declinación (D), siendo éste el ángulo entre el meridiano magnético y el geográfico, y la inclinación (I), siendo éste el ángulo de buzamiento del vector fuerza respecto a la horizontal (H) (figura 3.11).

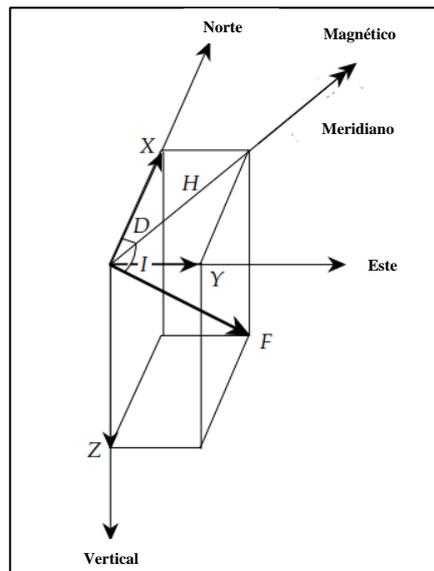


Figura 3.11. Elementos del campo geomagnético. Tomado de Lowrie (2007).

3.2.2.1 Fuerza Magnética

Si dos polos de fuerza "Po" y "P", respectivamente, se encuentran separados a una distancia dada "r", la fuerza "F" entre ellos se expresa de la forma (ecuación 3.23):

$$F = \frac{1}{\mu} \times \frac{(Po) \times (P)}{r^2} \quad (3.23)$$

Donde la constante " μ " se define como la permeabilidad que depende de las propiedades magnéticas del medio en el cual los polos estén situados. La unidad de intensidad magnética de dos polos magnéticos a una distancia de 1 cm, se repelen con la fuerza de 1 dina.

3.2.2.2 Campo Magnético

Es la fuerza por unidad que experimenta un polo magnético positivo de intensidad unidad "p", debido a la presencia en el espacio del polo magnético en una posición "r". Se representa de la siguiente manera (ecuación 3.24):

$$H = \frac{p}{(\mu) \times (r^2)} \quad (3.24)$$

La unidad de campo magnético se expresa en “Oersteds”, definido como el campo creado por un polo magnético de intensidad unidad a 1 cm de distancia. No obstante, en geofísica se emplea la unidad en Gamma (γ), lo que corresponde a 10^{-5} Oersteds. La unidad Gamma es equivalente al nanotesla (nT), el cual se utiliza en el Sistema Internacional y se emplea en prospección geofísica para expresar las anomalías magnéticas generadas por las variaciones de las propiedades magnéticas de las rocas.

3.2.3 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es el grado de magnetización de un material sometido a un campo magnético. Desde el punto de vista geológico, este material está representado por las rocas o estructuras en el subsuelo que están afectadas por el campo magnético terrestre. Dobrin (1961) declara que a pesar de que las rocas ígneas y metamórficas tienen generalmente susceptibilidades mayores que las rocas sedimentarias, el margen de variación es tal que resulta imposible identificar un tipo de roca sólo con base en datos magnéticos. No obstante, el magnetismo de las rocas sedimentarias es tan pequeño que sus efectos no suelen ser detectados por los instrumentos de prospección magnética.

Tomando en cuenta que las rocas poseen minerales ferrosos en menor o mayor escala, la susceptibilidad magnética resulta una propiedad relevante e importante a destacar. Materiales como la magnetita, la pirrotita, el granito, el gabro y el basalto, poseen una alta susceptibilidad magnética, mientras que otros materiales como la dolomita, las arcillas, la arenisca y las lutitas, presentan una baja susceptibilidad (Dobrin *et al.*, 1988). Es decir, al momento de registrar una anomalía magnética, aquellas rocas ígneas plutónicas o basálticas presentan una mayor respuesta magnética cuando sean contrastadas con rocas sedimentarias.

De acuerdo a Lowrie (2007), los tres tipos de susceptibilidad magnética se expresan en: diamagnetismo (muy bajo o negativo), paramagnetismo (bajo y positivo) y ferromagnetismo (alto y fuerte):

- a) **Diamagnetismo:** cuerpos compuestos por materiales en los cuales los momentos magnéticos de las moléculas, en ausencia de un campo magnético externo, son iguales a cero. Poseen una magnetización muy débil, que se

refleja en una susceptibilidad negativa. Entre los minerales con características diamagnéticas se encuentran el cuarzo y los feldespatos.

- b) **Paramagnetismo:** cuerpos compuestos por materiales en los cuales las moléculas, en ausencia de un campo magnético externo, poseen cierto momento magnético permanente. Su susceptibilidad magnética es positiva. Por definición todos aquellos materiales que no son diamagnéticos son paramagnéticos. Ejemplo de éstos son: gneiss, peridotita y dolomías.
- c) **Ferromagnetismo:** cuerpos compuestos por materiales en los cuales el campo magnético intrínseco es centenares y millares de veces mayor que el campo externo que lo provoca. Esta propiedad se observa en la magnetita, en menor proporción en la ilmenita, la pirrotita, la hematita y en los cristales de los metales como el hierro, níquel y el cobalto por excelencia. Estos últimos exhiben una gran cantidad de iones que intercambio constante y mecánico de electrones y en consecuencia influyen directamente en la detección de las anomalías magnéticas.

3.2.4 Anomalía magnética

Las anomalías magnéticas también dependen de factores físicos como la geometría y la localización de las masas de roca, así como su orientación con respecto al campo terrestre (Dobrin *et al.*, 1988). A nivel regional, las anomalías magnéticas representan variaciones localizadas en el campo magnético terrestre respecto de la distribución que habría en caso de que el campo magnético terrestre fuese originado por un solo imán orientado según el eje magnético.

Se pueden obtener las anomalías magnéticas a partir de las diferencias de las mediciones de intensidad magnética realizadas con un magnetómetro de precesión protónica y el campo de referencia geomagnética internacional (IGRF); siendo este último una serie de modelos matemáticos que describen el campo magnético mundial a gran escala. El IGRF ha sido mantenido y producido por un equipo de científicos auspiciados por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) (Thébaud *et al.*, 2015). Para obtener la anomalía magnética en una zona de estudio, se aplica la ecuación 3.25:

$$AM = IMT - IGRF \quad (3.25)$$

- **AM** = Anomalía magnética
- **IMT** = Intensidad magnética total

- **IGRF** = Campo geomagnético de referencia internacional

Según Milson (2003), las variaciones de longitud, latitud y tiempo del campo magnético terrestre se describen según el IGRF; y proporciona representaciones razonables de los campos regionales reales en zonas bien estudiadas, permitiendo realizar las correcciones regionales. Debido a que los cambios seculares no son predecibles, la referencia internacional debe ser actualizada cada 5 años sobre la base de observaciones en los observatorios fijos.

3.2.5 Modelo de Relieve Global ETOPO1

El Centro Nacional de Datos Geofísicos (NGDC del inglés *National Geophysical Data Center*), una oficina de la Administración Nacional Atmosférica y Oceánica (NOAA del inglés *National Oceanic and Atmospheric Administration*) del Departamento de Comercio de los Estados Unidos, desarrolló el Modelo Global de Relieve ETOPO1 de 1 minuto de arco de resolución, como una mejora de su versión anterior ETOPO2 (Araque, 2018). Ambos modelos fueron generados por diversos conjuntos de datos digitales globales y regionales que fueron ajustados a datums horizontales y verticales comunes, proveyendo una cobertura completa global de topografía y batimetría entre las latitudes 90°N y 90°S y las longitudes 180°W y 180°E.

3.2.6 Modelo combinado de campo gravitatorio EIGEN-6C4

El EIGEN-6C4 (*European Improved Gravity model of the Earth*) es un modelo global estático combinado de campo de gravedad hasta el grado 2.190, el cual ha sido elaborado en conjunto por el Centro de Investigación Geográfica (GFZ por sus siglas en alemán de *GeoForschungszentrum*) de Postdam y el Grupo de Investigación Geodésica Espacial (GRGS por sus siglas en francés de *Groupe de Recherches en Géodésie Spatiale*) de Toulouse, fue generado a partir de datos de alcance laser satelital de la misión LAGEOS 1/2 (del inglés *Laser Geodynamics Satellite*) entre 1985 y 2010, datos de banda K entre el año 2003 y 2012 de misiones GRACE (del inglés *Gravity Recovery and Climate Experiment*), GNSS-SST, gravimetría satelital de la misión GOCE (del inglés *Gravity Field and Ocean Circulation Explorer*) de la Agencia Espacial Europea (ESA), y datos de levantamientos terrestres y marinos combinados con la altimetría sobre los océanos del modelo EGM2008 (*Earth Gravimetric Model 2008*) y mallados de anomalías gravimétricas DTU de áreas de 2 minutos de arco cuadrados (Förste *et al.*, 2014).

3.2.7 Modelo Digitales de Elevaciones (DEM)

Rosales (2021) define un DEM como un conjunto de datos topográficos digitalizados que representa la altura de diferentes puntos en un área geográfica específica, normalizado al nivel del mar, el cual se almacena en un archivo de tipo *ráster*. Asimismo, Rosales (2021) plantea que los modelos digitales de elevación son precisos y poseen grados de detalle digital, siendo el modelo SRTM GL1 Global 30 Elipsoidal de alto interés debido a su resolución espacial de 1 arco-segundo, equivalente a 30 metros de separación por coordenada. Este DEM puede ser descargado en el portal web de OpenTopography (*NASA Shuttle Radar Topography Mission, 2013*).

3.2.8 Interpretación gravimétrica y magnética

La interpretación de datos de anomalías gravimétricas y magnéticas busca deducir los cuerpos causantes de la anomalía respectiva, bien sea por contraste de densidades o de susceptibilidad magnética de los minerales que conformen dichas unidades regionales y locales. Por tanto, se requiere deducir el tamaño, forma, profundidad, espesor y buzamiento de los cuerpos rocosos que yacen en el subsuelo, que en principio no se ven reflejados cuando se realizan los cálculos. Para lograrse, deben aplicarse filtros a través de algoritmos matemáticos con el apoyo del programa Oasis Montaj, versión 6.4.2.

3.2.8.1 Separación regional-residual

Lowrie (2007) expone que una anomalía de gravedad es el resultado de la distribución heterogénea de la densidad en la Tierra, porque si se tiene un cuerpo en el subsuelo con una densidad " ρ " y la densidad de las rocas que rodean al cuerpo es " ρ_0 ", la diferencia entre ambos es definida como contraste de densidad, del cuerpo con respecto a las rocas circundantes. Es decir, el cuerpo tiene una densidad mayor que la roca huésped, el contraste de densidad entre ellos será positivo, y un cuerpo con menor densidad que la roca caja tendrá un contraste de densidad negativo.

Igualmente, Lowrie (2007) señala que la extensión horizontal de una anomalía se denomina longitud de onda, la cual es una medida de la profundidad de la masa anómala. Grandes cuerpos profundos dan lugar a una longitud de onda larga, mientras que cuerpos pequeños y superficiales causan una longitud de onda corta. En este sentido, un mapa de anomalías gravimétricas o magnéticas contienen anomalías superpuestas de varias fuentes, regionales o residuales, que pueden ser separadas a través de los métodos matemáticos analíticos.

3.2.8.2 Derivadas direccionales

En ocasiones, el filtrado regional-residual no permite observar todas las características que posee un conjunto de datos. Esto interfiere con la interpretación estructural de la zona y para ello se utilizan las derivadas direccionales (x, y, z), las cuales se ocupan mediante la aplicación de series de Taylor o polinomios de Laplace, de resaltar la anomalía en dichas direcciones.

3.2.8.3 Derivada Horizontal Total

Cooper y Cowan (2008) explican que los filtros como la continuación hacia abajo, las derivadas horizontales y verticales y otros filtros pasa-altos ayudan a resaltar detalles sutiles en los datos de los campos potenciales. La derivada horizontal total se utiliza como un filtro para detección de bordes o límites de cuerpos y está definida por la ecuación 3.26, donde “f” es el campo gravimétrico:

$$DHT = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \quad (3.26)$$

3.2.8.4 Cosenos direccionales

La aplicación de las derivadas direccionales no siempre representa la mejor opción de filtrado para resaltar comportamientos importantes de la anomalía. Por lo tanto, se introducen los cosenos direccionales, los cuales eliminan las características direccionales de un mallado y permiten realizar la misma metodología variando de forma controlada el ángulo en el cual se modifica la contribución de las fuentes.

3.2.8.5 Reducción al Polo y al Ecuador Magnético

La reducción permite dirigir la forma de anomalía magnética en dirección a los polos de la Tierra, alineándose con el meridiano magnético y exhibiendo más claramente el ángulo de la magnetización remanente. Por otro lado, resulta útil aplicar la reducción al Ecuador cuando se está en zonas cercanas al paralelo medio del planeta.

3.2.8.6 Análisis espectral

El análisis espectral consiste en transformar la información de una anomalía definida en un mapa, al dominio de la frecuencia, mediante la transformada bidimensional (x, y) de Fourier. Este procedimiento se lleva a cabo debido al desconocimiento de las profundidades en las cuales se encuentran las fuentes anómalas.

Se elabora por medio del espectro de potencia radial generado a partir de dicha transformada de Fourier, el cual consiste en un gráfico de longitud de onda ($1/k$, inverso del número de onda) en función del logaritmo de la potencia $\ln(P)$. En este análisis se buscan los rangos de longitudes de ondas donde se mantenga una relación lineal y en función de ello, se seleccionan las pendientes de la curva presentes en el gráfico; para calcular la profundidad del contraste o tope de un cuerpo geológico (ecuación 3.28), donde “ z ” es la profundidad y “ m ” es la pendiente del logaritmo del espectro. (Spector *et al.*, 1970; Cahuana, 2012).

$$Z = \frac{m}{4\pi} \quad (3.28)$$

La cantidad limitada de datos en el análisis espectral de anomalías gravimétricas resulta un rasgo de impacto que puede generar incertidumbre debido a la transformación del dominio espacial al dominio de frecuencia por medio de la transformada de Fourier (Regan *et al.*, 1976). A pesar de que existe un método matemático que simplifique la interpretación, existe datos finitos y de longitud limitada que pueden alterar la precisión el resultado de la transformada de Fourier. Regan *et al.* (1976) establecen que las dimensiones de las ventanas de datos influyen en el cálculo de transformadas finitas. No obstante, las ventanas rectangulares resultan ser las más eficientes para reducir el error en la interpretación de profundidad. En este sentido, es recomendable que el perfil de datos sea mínimo seis veces la profundidad máxima de la fuente esperada con base a una ventana de tamaño rectangular.

Desde el punto de vista de la influencia magnética, Bhattacharyya (1966) empleó la transformada de Fourier para convertir datos de anomalías satelitales en el dominio de la frecuencia para representarlas en términos de un espectro continuo, aplicada al estudio de cuerpos prismáticos rectangulares. Bhattacharyya (1966) destaca que las variaciones del espectro continuo dependen de diferentes rasgos físicos del cuerpo prismático, tales como su profundidad y dimensión. De esta forma, se puede simplificar la identificación de las profundidades e intensidades de la magnetización.

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

La caracterización estructural del subsuelo del Complejo Volcánico Chachimbiro, ubicado en la Provincia de Imbabura, Ecuador, se llevó a cabo mediante la realización de cada una de las etapas descritas en la figura 4.1, la cual se constituye por etapas principales: recopilación de información, cálculo de correcciones y anomalías, análisis estadístico, obtención de mapas, estudio de las direcciones preferenciales mediante la aplicación de filtros y modelado estructural.

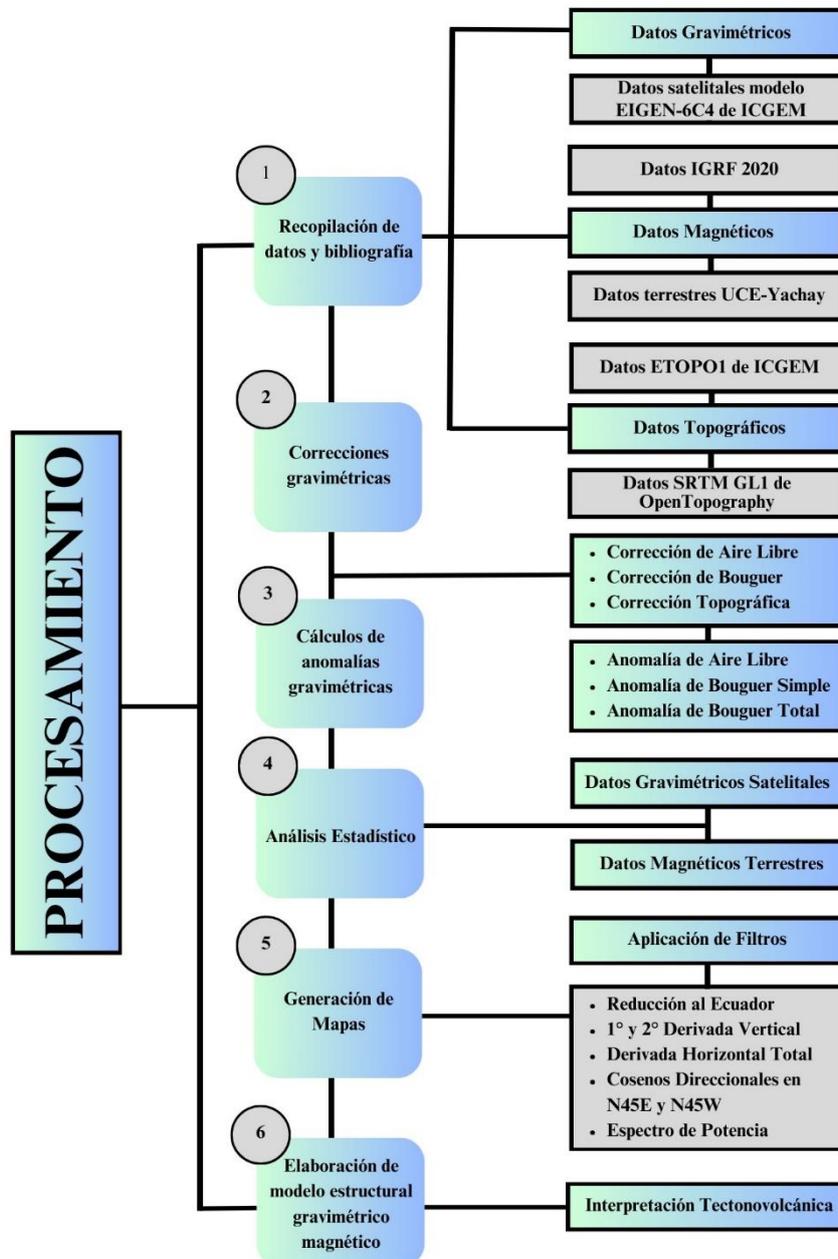


Figura 4.1. Representación esquemática de la metodología de trabajo, abarcando las etapas requeridas para el procesamiento e interpretación de los datos.

4.1 Recopilación bibliográfica y de datos satelitales y terrestres

En la primera etapa de la investigación se procedió con la recopilación de bibliografía correspondiente al Noroeste de Ecuador, específicamente en el área de la Cordillera Occidental para poder comprender los procesos geológicos y estructurales que rigen la región. Posteriormente se seleccionó la ventana de estudio para realizar la descarga de los datos, siendo esta ventana comprendida entre las longitudes $78,5^{\circ}$ a $78,1^{\circ}$ Oeste y entre las latitudes $0,3^{\circ}$ a $0,7^{\circ}$ Norte.

A nivel regional, los datos gravimétricos satelitales fueron extraídos del modelo combinado EIGEN-6C4 (*European Improved Gravity Model of the Earth by New techniques*; Föerste *et al.*, 2014) que provee información sobre longitud, latitud y anomalía de aire libre, con una resolución de 0,002 grados y un total de 40.200 datos. El dato topográfico corresponde también al modelo EIGEN-6C4 de ETOPO1. Ambas bases de datos se descargaron con base al Sistema de Referencia Geodésico 1980 (GRS80).

A nivel local, se descargaron datos topográficos del modelo SRTM GL1 Elipsoidal (por sus siglas en inglés *Shuttle Radar Topography Mission Global*), el cual ofrece datos de mayor resolución. El primer Modelo Digital de Elevación (DEM) se parametrizó dentro de las longitudes $78,16^{\circ}$ a $78,35^{\circ}$ Oeste y las latitudes $0,4^{\circ}$ a $0,5^{\circ}$ Norte, contando con un total de 4.895 datos y una resolución de 30 metros de espaciamiento por estación. El segundo Modelo Digital de Elevación se parametrizó dentro de las longitudes $78,32^{\circ}$ a $78,18^{\circ}$ Oeste y las latitudes $0,42^{\circ}$ a $0,49^{\circ}$ Norte, contando con un total de 2.556 datos y la misma resolución. En este sentido, la primera ventana la cual cuenta con una mayor área, se catalogó como una ventana regional dentro del perímetro local. En el mismo orden de ideas, la segunda ventana, de menor área, funcionó como una ventana local dentro de la zona.

En relación a los datos magnéticos satelitales, se utilizó el comando “igrfmagn” de Matlab para calcular el campo magnético de la Tierra y la variación secular mediante el Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF) a 4 km por encima del nivel medio del mar, para los mismos 40.200 datos correspondientes a la misma ventana de longitudes $78,50^{\circ}$ a $78,10^{\circ}$ Oeste y latitudes $0,3^{\circ}$ a $0,7^{\circ}$ Norte (apéndice 1).

Adicionalmente, se trabajó con 1.624 datos magnéticos terrestres pertenecientes al antecedente mencionado de la Universidad Yachay Tech, ubicados entre las longitudes $78,264^{\circ}$ a $78,276^{\circ}$ Oeste y latitudes $0,443^{\circ}$ a $0,459^{\circ}$ Norte, y con 2.407 datos

magnéticos terrestres pertenecientes al antecedente de la Universidad Central del Ecuador, ubicados entre las longitudes 78,235° a 78,235° Oeste y latitudes 0,440° a 0,475° Norte. Ambas bases de datos georeferenciadas al Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS84), se transformaron al Sistema de Referencia Geodésico 1980 (GRS80), a modo de garantizar la precisión y calidad de las coordenadas de datos terrestres. Asimismo, se implementó el comando “igrfmagn” para las coordenadas de los datos terrestres, para una altitud de 4 km.

4.2 Corrección Topográfica

La corrección topográfica se realizó mediante el empleo del programa *Oasis Montaj*, para la misma ventana regional de longitudes 78,5° a 78,1° Oeste y latitudes 0,3° a 0,7° Norte, georeferenciada al Sistema de Referencia Geodésico 1980 (GRS80). Las grillas denominadas topografía local y regional fueron las mismas para ambas, contando con una resolución de 0,002° que resulta equivalente a 200 metros entre cada punto.

Seguidamente, se evaluaron ambas ventanas regionales y locales facilitadas por el modelo SRTM GL 1, para asegurar un cálculo de corrección topográfica de mayor calidad y precisión de la mano de este modelo de alta precisión. Esta metodología se aplicó únicamente para tener mayor control en la variación topográfica en el área del Complejo Volcánico Chachimbiro y zonas adyacentes. Consecuentemente, se recalca que su ventana regional está seccionada entre las longitudes 78,16°-78,35 Oeste y las latitudes 0,4°-0,5° Norte, mientras que la ventana local se secciona entre las longitudes 78,18°-78,18° Oeste y las latitudes 0,42°-0,49° Norte; ambas con resolución de 30 metros entre cada punto de control.

4.3 Cálculo de anomalías gravimétricas y magnéticas

Se realizó el cálculo de dichas anomalías de acuerdo a los nuevos estándares para la reducción del dato gravimétrico (Hinze *et al.*, 2005). Luego, los datos fueron importados al programa *Oasis Montaj*, versión 6.4.2, en el que se calculó la corrección topográfica con un modelo de elevación regional, correspondiente a la misma resolución de 0,002°, a través del módulo *Gravity and Terrain Corrections*. Finalmente, cada valor de corrección topográfica fue sumada posteriormente a la anomalía de Bouguer simple para obtener la anomalía de Bouguer completa para el área regional.

Los datos topográficos de SRTM GL1 junto a los datos de anomalías Aire Libre utilizados para la ventana de uso más local, resultaron de utilidad para obtener la

anomalía de Bouguer simple y total del Complejo Volcánico Chachimbiro; cuyas coordenadas se parametrizaron a través del comando *Sample a Grid* dentro del módulo *Utilities* que pertenece al menú de *Grid* en el programa de Oasis Montaj, versión 6.4.2.

Por otro lado, ambas bases de datos magnéticos terrestres fueron ordenados mediante *Microsoft Excel*, versión 2021, con base en las longitudes, latitudes e intensidades, para calcular las anomalías magnéticas de cada estación en el área de estudio local perteneciente al Complejo Volcánico Chachimbiro.

4.3 Control estadístico

Con el fin de estudiar la distribución y comportamiento de los datos, se realizó un control estadístico con los parámetros más representativos como varianza, media, moda, mediana, desviación estándar, entre otros; así como el histograma de frecuencias y el diagrama de caja y bigotes a los datos de topografía, anomalías de aire libre, corrección topográfica, anomalías simples y completas de Bouguer del área completa y la zona de estudio local, así como a las anomalías magnéticas de la zona. Esto se realizó mediante el programa *Microsoft Excel*, versión 2021.

4.4 Generación de mapas

El método de interpolación empleado para la generación de los mapas de topografía, iso-correcciones topográficas, anomalías simples y completas de Bouguer, aire libre, magnético, así como los de inclinación, declinación e intensidad magnética (IMT), mediante *Oasis Montaj* 6.4.2.

4.5 Filtrado

Con el fin de revelar información oculta dentro de los diferentes mapas de las anomalías, se aplican múltiples filtros a los datos, como por ejemplo separación regional-residual, derivadas direccionales, entre otros. Dentro del menú MAGMAP del programa *Oasis Montaj* 6.4.2, se encuentra una pestaña para la aplicación de filtros o resaltadores a los diferentes datos obtenidos con anterioridad.

4.5.1 Separación regional-residual

Existen diversos métodos para discriminar las respuestas regionales de las residuales de las diferentes anomalías obtenidas. A través del menú *Magmap interactive filtering* se realizó la primera y segunda derivada vertical para resaltar los máximos y mínimos de las anomalías magnéticas.

4.5.2 Reducción al Ecuador Magnético

Se aplicó la reducción al ecuador magnético (RTE) con el fin de evaluar las respuestas de dicho filtro en la zona de interés, y así lograr una mejor interpretación al momento de conocer las formas de los cuerpos magnéticos asociados al Complejo Volcánico Chachimbiro. Consecuentemente, se empleó la extensión de filtros MAGMAP del programa *Oasis Montaj*, seleccionando el filtro correspondiente a *Reduce to Magnetic Equator*, indicando, además, los grados de inclinación y declinación de la zona de estudio. En este caso fue de 21° y -4° respectivamente.

4.5.3 Derivada Horizontal Total

Se aplicó la derivada horizontal total sobre el *grid* de anomalías magnéticas del área mayor, para disminuir el ruido por altas frecuencias. Se empleó el módulo MAGMAP en la opción de *Step-By-Step Filtering*, y se definieron los filtros de derivada en X e Y de primer orden para la separación regional-residual (Toledo, 2018).

Posteriormente, se muestreó cada *grid* obtenido para derivadas X e Y, utilizando el comando de *Sample a Grid*, en el menú de *Utilities* de *Grid*. Luego, se seleccionaron los canales de coordenadas X e Y, junto al nombre del canal con los resultados del muestreo. Los resultados se extrajeron en formato .csv y se cargaron en el programa *Microsoft Excel*, versión 2021, donde se llevó a cabo el cómputo por medio de la ecuación 3.26 para obtener la derivada horizontal total (DHT). Finalmente, se importaron los resultados en el programa *Oasis Montaj*, versión 6.4.2, para la generación de otros mapas con base en éste.

4.5.4 Análisis espectral

Con la finalidad de estimar las profundidades asociadas a cada interfaz se realizó el espectro de potencias mediante el uso del comando MAGMAP en el programa *Oasis Montaj*; para ello se escogió el mapa de anomalía de Bouguer y anomalía magnética, y se aplicó primeramente la transformada rápida de Fourier (FFT). Este paso inicial se efectúa con el fin de eliminar las tendencias de primer orden de los datos y expandir la retícula a unas dimensiones favorables para el programa. Posteriormente, se calcula el espectro radial con *Radial Average Spectrum*, para así poder obtener el espectro de potencia resultante. En consecuencia, estos datos fueron exportados a *Microsoft Excel* en donde se produce un gráfico de dispersión que permite la elección de diferentes sectores, a modo de definir las pendientes que conserven el mejor ajuste de linealidad mediante un ajuste por mínimos cuadrados mediante la ecuación 3.28.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS ESTADÍSTICO

5.1 Estudio de parámetros estadísticos

Aplicar un control estadístico a los datos de trabajo permite conocer las características del comportamiento de las bases de datos empleadas, de forma que pueda observarse qué tipo de distribución sigue, la población asociada así como los diferentes parámetros y valores atípicos, con los cuales es posible elegir el método más eficiente de interpolación para la creación de mapas y posteriores resultados, de forma tal que pueda identificarse cualquier problema matemático que afecte la calidad de los datos o el comportamiento general de la muestra. A continuación, se presenta el análisis estadístico asociado a las bases de datos gravimétrica y magnética usadas en esta investigación.

5.2 Análisis estadístico de datos topográficos ETOPO1

La ventana de estudio está compuesta por 40.200 datos de topografía (tabla 5.1), por lo que es importante conocer su distribución ya que, a partir de las cotas correspondientes se calcularon las correcciones y las anomalías simples y completas de Bouguer de la zona de estudio.

Tabla 5.1. Estadística descriptiva de la base de datos topográficos ETOPO1.

Topografía (m)	
Mínimo	1.167,000
Máximo	4.455,960
Media	2.583,438
Mediana	2.476,385
Moda	3.257,000
Varianza	443.516,281
Desviación estándar	665,970
Número de datos	40.200

Los datos de topografía tienen un mínimo de 1.167 metros y un máximo de 4.455 metros de altura en la corteza continental, destacando las mayores cotas hacia el Complejo Volcánico Chachimbiro. Existe una desviación estándar de 665,97 con una media de 2.583,43 y una moda de 3.257. En el histograma de frecuencias (figura 5.1) se aprecia que el 70% de los datos se concentran entre los 1.000 – 3.000 metros de altura. Asimismo, se observa que la mayor frecuencia de datos, aproximadamente el 20%, se

concentra en alturas entre 2.000 y 2.500 metros. Por otra parte, aquellos datos superiores a 4.000 metros presentan la menor frecuencia, menor al 5% con respecto al total. Adicionalmente, se ilustra el diagrama de caja y bigotes (figura 5.2), en el cual se presenta una correspondencia adecuada en el rango estudiado generalizado entre los 1.000 y 4.500 metros.

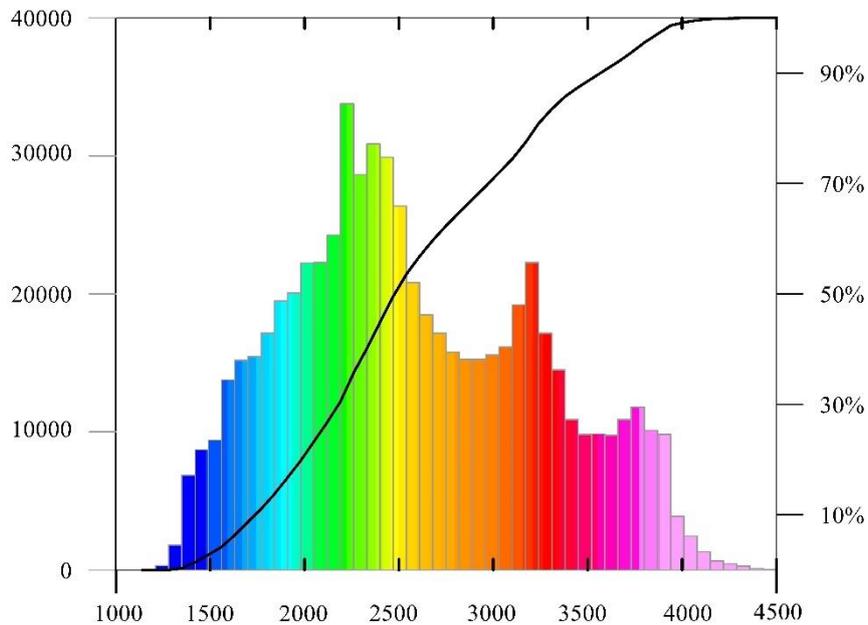


Figura 5.1. Histograma de frecuencias de datos topográficos de ETOPO1.

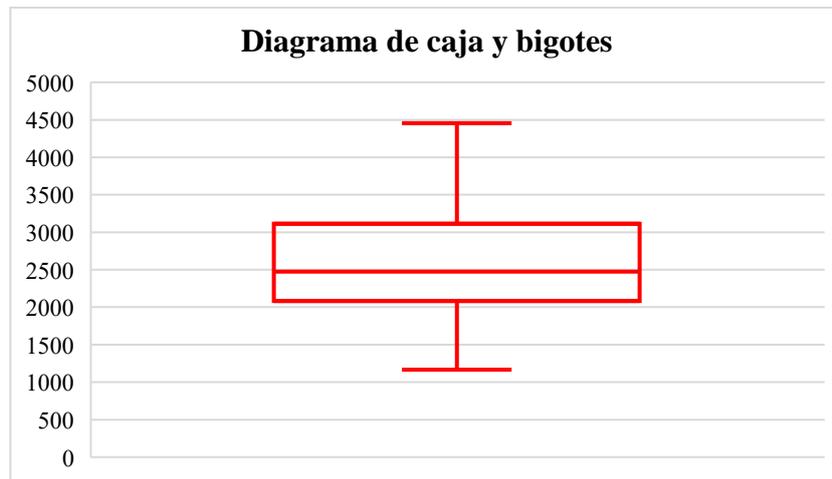


Figura 5.2. Diagrama de caja y bigotes de datos topográficos de ETOPO1.

5.3 Análisis estadístico de datos topográficos SRTM GL 1

La mayor ventana está compuesta por 4.895 datos de topografía, mientras que la menor se compone por 2.556 (tabla 5.2). También resulta conveniente entender su distribución, porque a partir de ellas se calcularon las correcciones topográficas y las anomalías simples y completas de Bouguer para el Complejo Volcánico Chachimbiro.

Tabla 5.2. Estadística descriptiva de la base de datos topográficos SRTM GL 1.

Topografía (m)		
Parámetros estadísticos	Local - Regional	Local - Local
Mínimo	1.767,680	1.903,627
Máximo	4.475,117	4.140,164
Media	2.978,976	2.991,063
Mediana	2.915,378	2.981,906
Moda	3.759,107	2.801,547
Varianza	508.534,741	409.693,483
Desviación estándar	713,116	640,073
Número de datos	4.895	2.556

Los datos de topografía del área mayor destacan un mínimo de 1.767 metros y un máximo de 4.475 metros de altura en la corteza continental, donde existe una desviación estándar de 713,11 con una media de 2.978,97 y una moda de 3.759. En el histograma de frecuencias (figura 5.3) se aprecia que el 70% de los datos se concentran entre los 1.500 – 3.500 metros de altura. Por otra parte, aquellos datos superiores a 4.000 metros presentan una alta frecuencia. Adicionalmente, se ilustra el diagrama de caja y bigotes (figura 5.4), en el cual se presenta una correspondencia adecuada en el rango estudiado generalizado entre los 1.767 y 4.475 metros.

Los datos de topografía del área menor destacan un mínimo de 1.903 metros y un máximo de 4.140 metros de altura en la corteza continental, donde existe una desviación estándar de 640,07 con una media de 2.991,06 y una moda de 2.801. En el histograma de frecuencias (figura 5.5) se aprecia que el 70% de los datos se concentran entre los 1.500 – 3.500 metros de altura. Por otra parte, aquellos datos superiores a 4.000 metros presentan una menor frecuencia que la ventana anterior. Adicionalmente, se ilustra el diagrama de caja y bigotes (figura 5.6), en el cual se presenta una correspondencia adecuada en el rango estudiado generalizado entre los 1.903 y 4.140 metros.

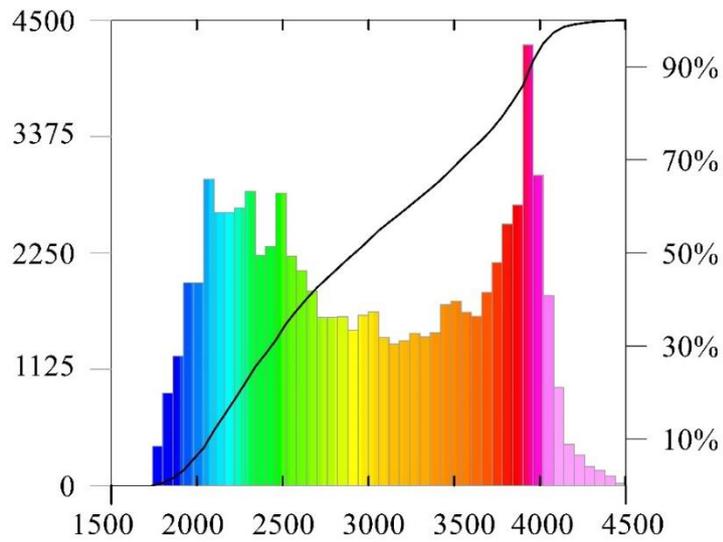


Figura 5.3. Histograma de frecuencias de datos topográficos regionales de SRTM GL1.

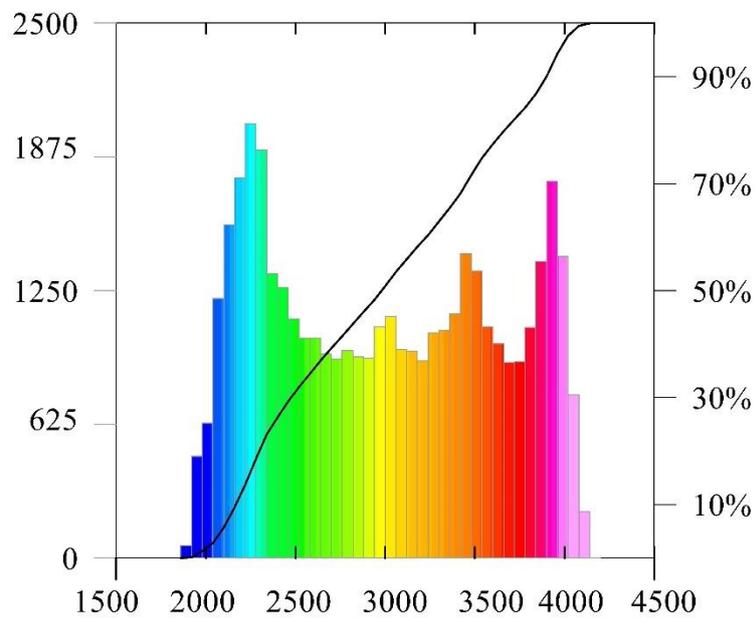


Figura 5.4. Histograma de frecuencias de datos topográficos locales de SRTM GL1.

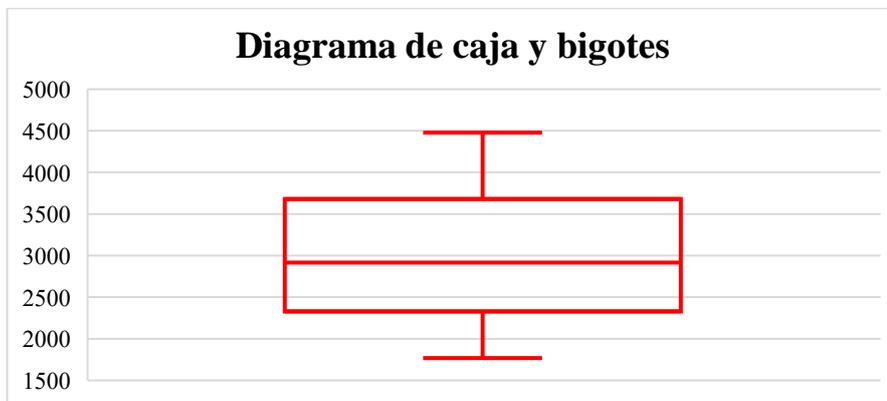


Figura 5.5. Diagrama de caja y bigotes, datos topográficos regionales de SRTM GL 1.

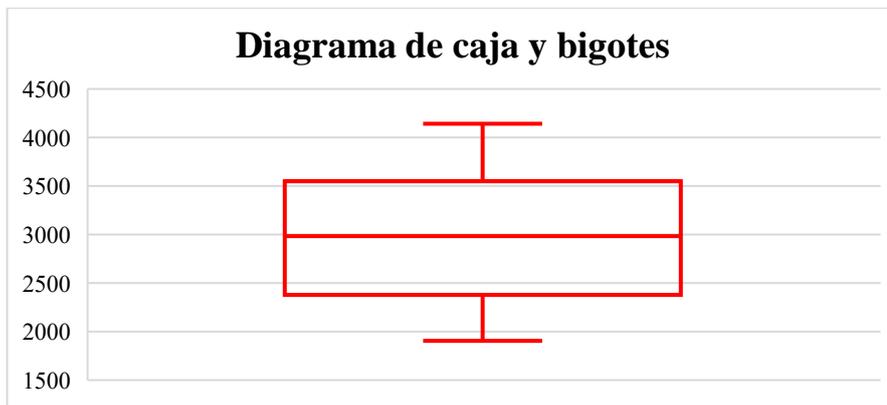


Figura 5.6. Diagrama de caja y bigotes, datos topográficos locales de SRTM GL 1.

5.4 Análisis estadístico de datos de anomalías de Aire Libre regional

El conjunto de valores analizados para la anomalía de aire libre regional calculada a partir de datos satelitales fue de 40.200 datos (tabla 5.3) con un mínimo de -31 mGal y un máximo de 390 mGal con una media de 138 mGal y mediana de 119 mGal.

Tabla 5.3. Estadística descriptiva de anomalías de Aire Libre regional.

Anomalía de Aire Libre (mGal)	
Mínimo	-31,899
Máximo	390,722
Media	138,107
Mediana	119,527
Moda	-
Varianza	11.430,726
Desviación estándar	106,915
Número de datos	40.200

En el histograma de frecuencias (figura 5.7) se aprecia que el 50% de los datos varía entre los -31 mGal y 170 mGal. Asimismo, se observa que la mayor frecuencia de datos, aproximadamente a 20.000 datos, corresponde a valores comprendidos entre 0 mGal y 50 mGal. Por otra parte, se evidencia que aproximadamente el 8% de los datos corresponden a valores entre 320 mGal y 400 mGal.

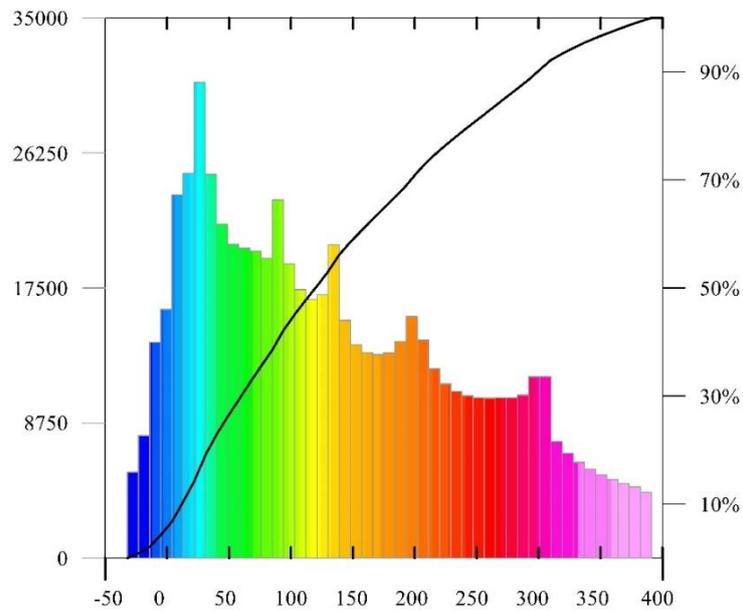


Figura 5.7. Histograma de frecuencias de datos de anomalía de aire libre regional satelital.

Adicionalmente, se ilustra el diagrama de caja y bigotes (figura 5.8), en el cual no se presentan datos atípicos, sino una correspondencia adecuada en el rango estudiado generalizado entre los -50 mGal y 400 mGal.

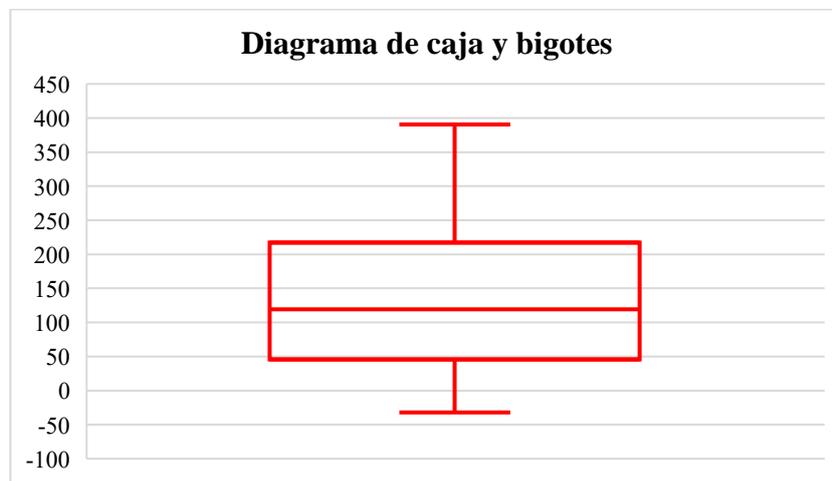


Figura 5.8. Diagrama de caja y bigotes de datos anomalía de aire libre regional satelital.

5.5 Análisis estadístico de datos de anomalías de Aire Libre local

El conjunto de valores analizados para la anomalía de aire libre local calculada a partir de datos satelitales fue de 2.556 datos (tabla 5.9) con un mínimo de 13 mGal y un máximo de 357 mGal, con una media de 143 mGal y mediana de 117 mGal.

Tabla 5.4. Estadística descriptiva de anomalías de Aire Libre local.

Anomalía de Aire Libre (mGal)	
Mínimo	13,688
Máximo	357,818
Media	143,865
Mediana	117,448
Moda	39,693
Varianza	11.105,780
Desviación estándar	105,384
Número de datos	2.556

En el histograma de frecuencias (figura 5.9) se aprecia que el 70% de los datos varían entre los 0 mGal y 200 mGal. Asimismo, se observa que la frecuencia de datos comprendidos entre 150 mGal y 300 mGal es proporcional.

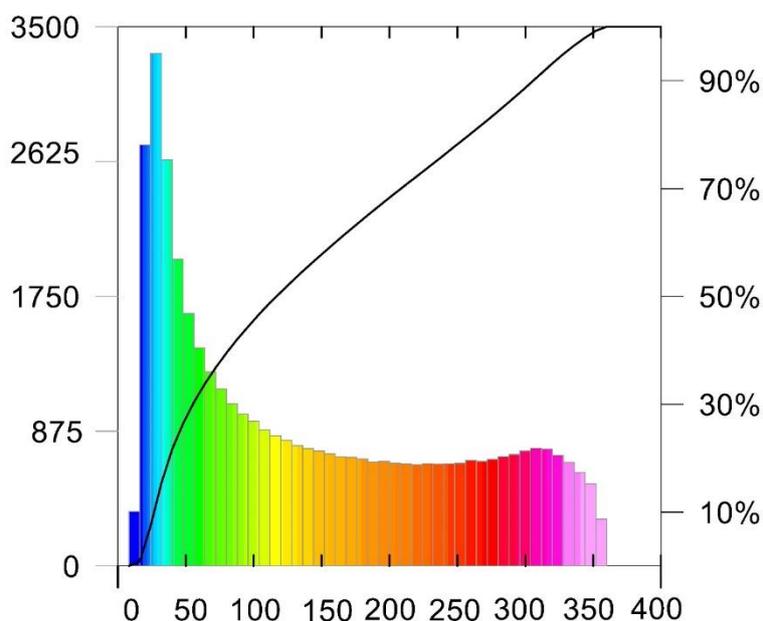


Figura 5. 9. Histograma de frecuencias de datos de anomalía de aire libre local satelital.

Adicionalmente, se ilustra el diagrama de caja y bigotes (figura 5.10), en el cual no se presentan datos atípicos, sino una correspondencia adecuada en el rango estudiado generalizado entre 13 mGal y 357 mGal.

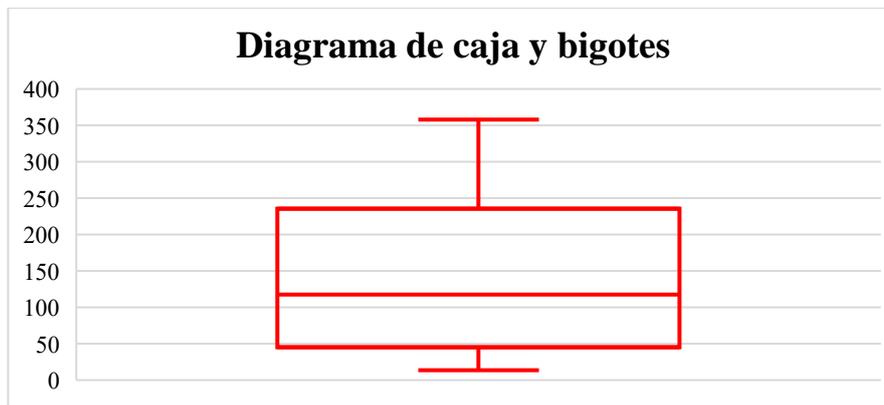


Figura 5. 10. Diagrama de caja y bigotes de datos anomalía de aire libre local satelital.

5.6 Análisis estadístico de datos de corrección topográfica regional

Del conjunto de valores analizados para la topografía regional, se aplicó su debida corrección topográfica, en el cual se obtuvo un valor mínimo de 0 mGal y un máximo de 208 mGal, con una media de 62 mGal y mediana de 57 mGal (tabla 5.5).

Tabla 5.5. Estadística descriptiva de correcciones topográficas regional.

Corrección Topográfica (mGal)	
Mínimo	0,056
Máximo	208,459
Media	62,272
Mediana	57,362
Moda	-
Varianza	1.673,472
Desviación estándar	40,908
Número de datos	40.200

En el histograma de frecuencias (figura 5.11) se aprecia que el 80% de los datos varían entre los 0 mGal y 90 mGal de corrección topográfica regional, conservando una frecuencia superior a los 20.100 datos. Por otro lado, se evidencia que aquellos valores ubicados entre 150 mGal y 200 mGal representa aproximadamente el 2% de los datos, inferior a 1.000 unidades del número total.

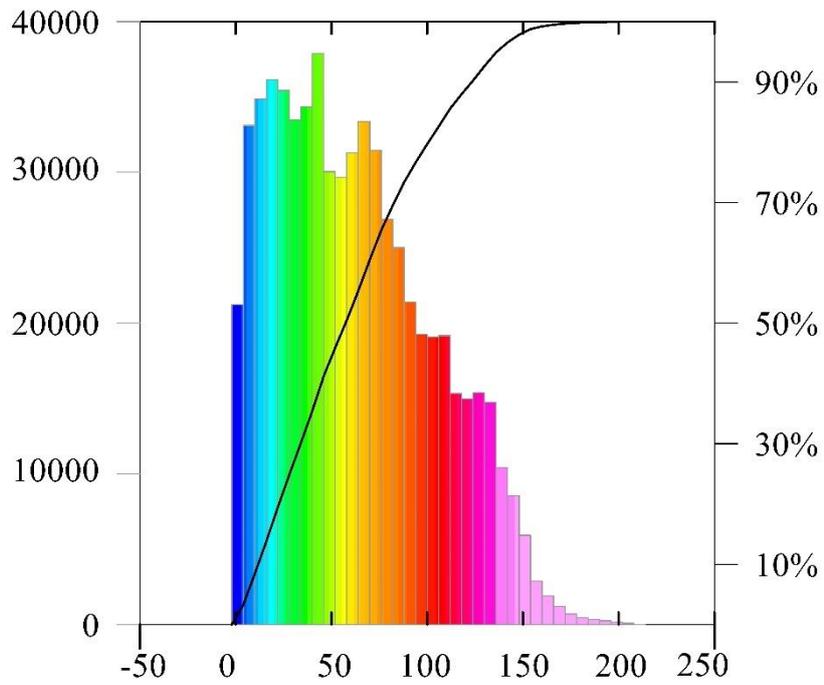


Figura 5.11. Histograma de frecuencias de datos de correcciones topográficas regional.

Adicionalmente, se ilustra el diagrama de caja y bigotes (figura 5.12), en el cual se presentan datos atípicos entre los valores 185 mGal y 208 mGal.

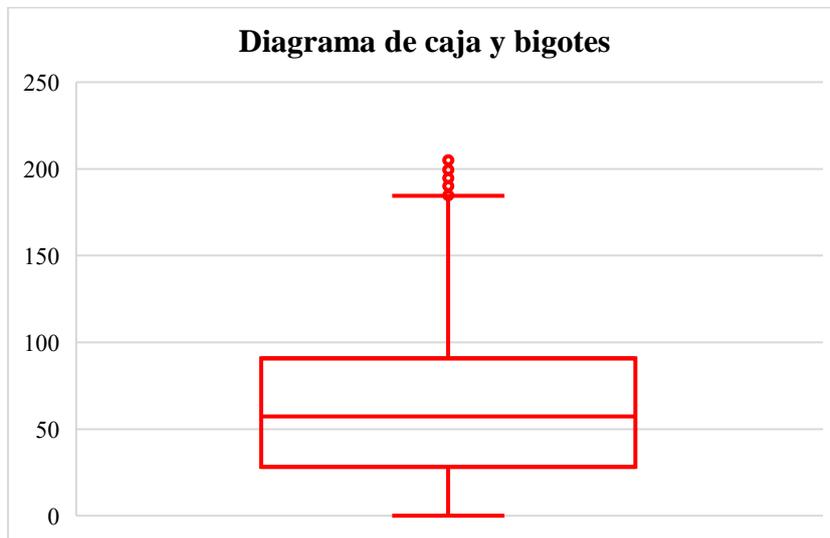


Figura 5.12. Diagrama de caja y bigotes de datos de correcciones topográficas regional.

5.7 Análisis estadístico de datos de corrección topográfica local

Del conjunto de valores analizados para la topografía local, se aplicó su debida corrección topográfica, en el cual se obtuvo un valor mínimo de 0,267 mGal y un máximo de 128 mGal, con una media de 63 mGal y mediana de 65 mGal (tabla 5.6).

Tabla 5.6. Estadística descriptiva de correcciones topográficas local.

Corrección Topográfica (mGal)	
Mínimo	0,267
Máximo	128,771
Media	63,167
Mediana	65,522
Moda	121,065
Varianza	1.135,065
Desviación estándar	33,691
Número de datos	2.556

En el histograma de frecuencias (figura 5.13) se aprecia que el 70% de los datos varían entre los 0 mGal y 100 mGal de corrección topográfica regional.

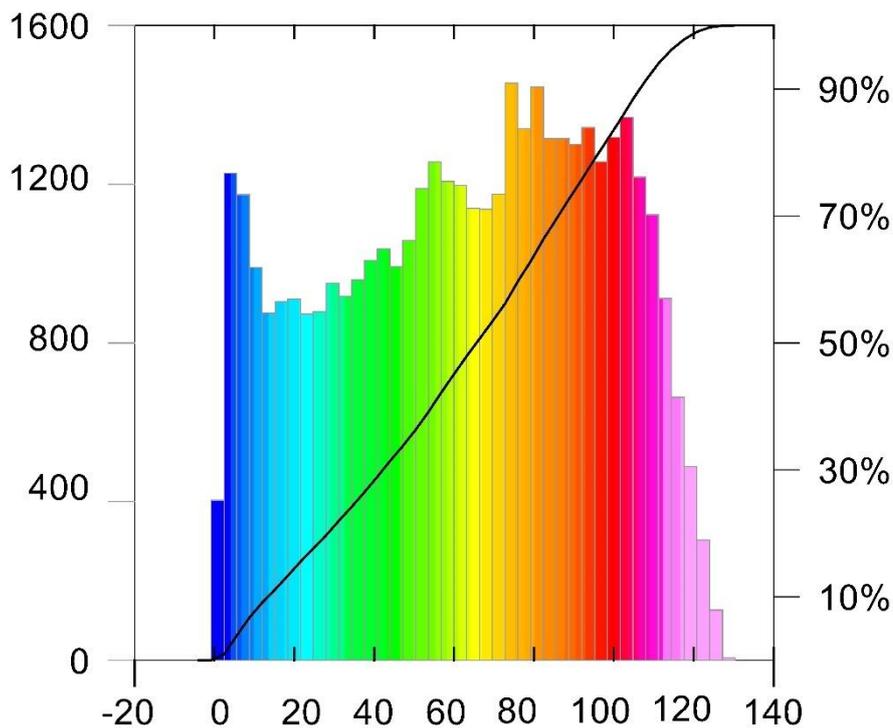


Figura 5.13. Histograma de frecuencias de datos de correcciones topográficas local.

Adicionalmente, se ilustra el diagrama de caja y bigotes (figura 5.14), en el cual se presentan datos atípicos entre los valores 0 mGal y 130 mGal.

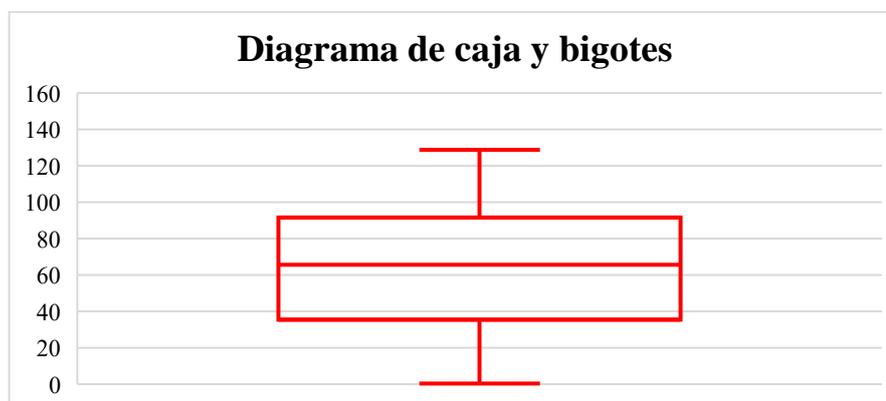


Figura 5.14. Diagrama de caja y bigotes de datos de correcciones topográficas local.

5.8 Análisis estadístico de datos de anomalías de Bouguer simple regional

El conjunto de valores analizados para las anomalías de Bouguer simple regional calculadas a partir de las correcciones aplicadas, fue de 40.200 datos (tabla 5.7), con un mínimo correspondiente a -264 mGal y máximo de -2 mGal, con una media de -150 mGal y mediana de -157 mGal.

Tabla 5.7. Estadística descriptiva de anomalías de Bouguer simple regional.

Anomalía de Bouguer Simple (mGal)	
Mínimo	-264,740
Máximo	-2,972
Media	-150,335
Mediana	-157,015
Moda	-
Varianza	3.067,179
Desviación estándar	55,382
Número de datos	40.200

En el histograma de frecuencias (figura 5.15) se aprecia una alta variabilidad en los datos obtenidos, los cuales están ubicados en el eje negativo. De esta forma, se resalta la mayor distribución de anomalías de Bouguer simple entre los valores de -200 mGal y -150 mGal, los cuales poseen una frecuencia aproximada entre 20.000-35.000 y representando un 30% de los datos. Cabe destacar que menos del 5% del conjunto de datos yacen entre -50 mGal y 0 mGal. Adicionalmente, se ilustra el diagrama de caja y bigotes (figura 5.16), en el cual no se presentan datos atípicos.

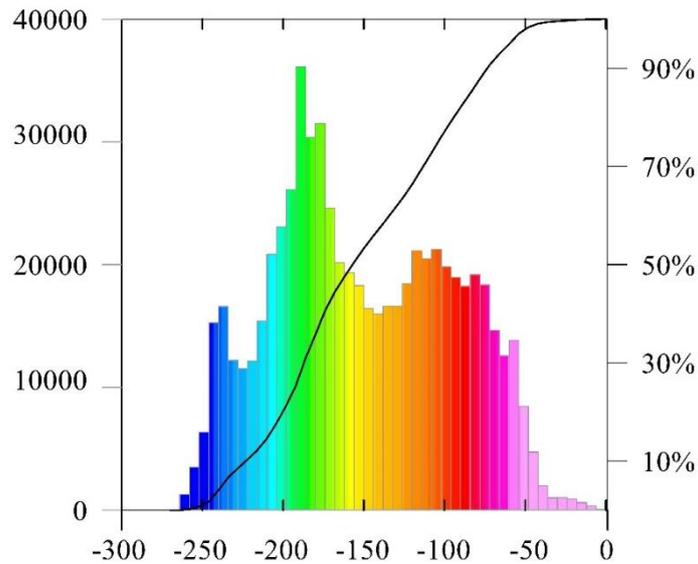


Figura 5.15. Histograma de frecuencias de datos de anomalías de Bouguer simple regional.

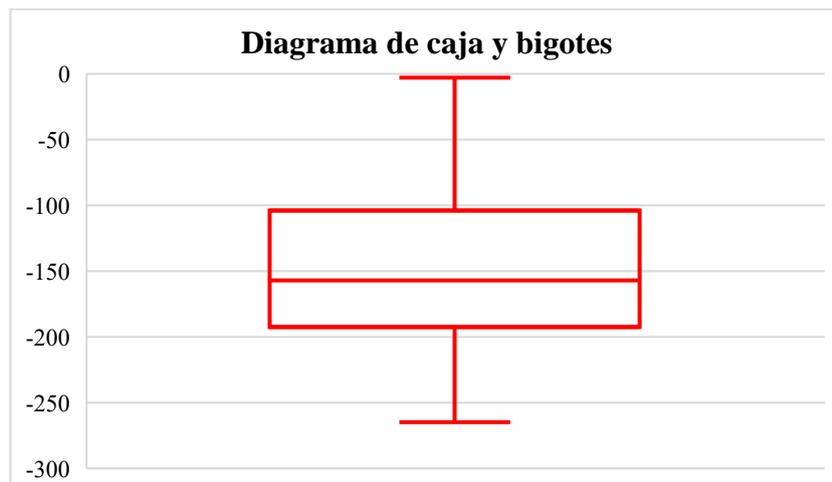


Figura 5.16. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalías de Bouguer simple regional.

5.9 Análisis estadístico de datos de anomalías de Bouguer simple local

El conjunto de valores analizados para las anomalías de Bouguer simple local calculadas a partir de las correcciones aplicadas, fue de 2.556 datos (tabla 5.8), con un mínimo correspondiente a -276 mGal y máximo de -63 mGal, con una media de -190 mGal y mediana de -201 mGal.

Tabla 5.8. Estadística descriptiva de anomalías de Bouguer simple local.

Anomalía de Bouguer Simple (mGal)	
Mínimo	-271,231
Máximo	-63,629
Media	-190,223
Mediana	-201,251
Moda	-
Varianza	2.111,423
Desviación estándar	45,950
Número de datos	2.556

En el histograma de frecuencias (figura 5.17) se aprecia una alta variabilidad en los datos obtenidos, los cuales están ubicados en el eje negativo. De esta forma, se resalta la mayor distribución de anomalías de Bouguer simple entre los valores de -250 mGal y -180 mGal, los cuales representan un 70% de los datos. Cabe destacar que un 10% del conjunto de datos poseen valores entre -125 mGal y -60 mGal. Adicionalmente, se ilustra el diagrama de caja y bigotes (figura 5.18), en el cual no se presentan datos atípicos.

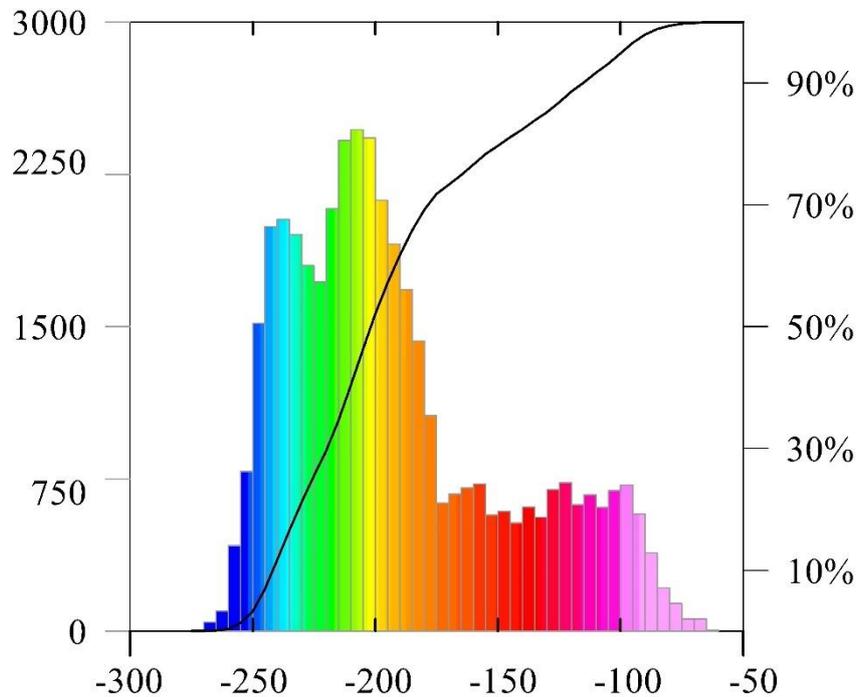


Figura 5.17. Histograma de frecuencias de datos de anomalías de Bouguer simple local.

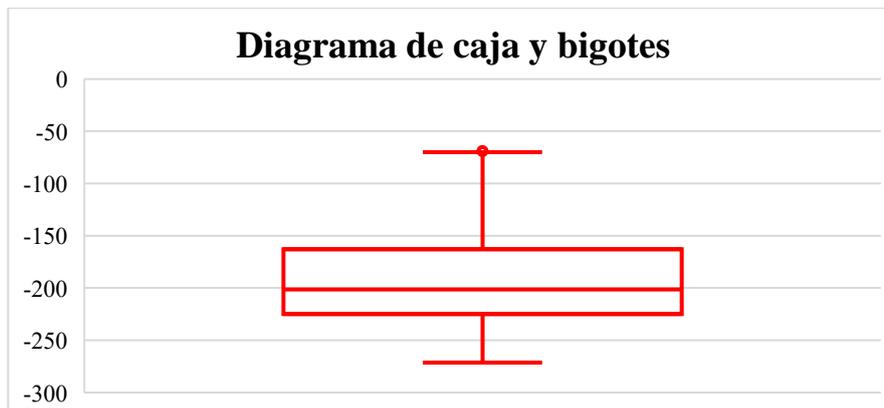


Figura 5.18. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalías de Bouguer simple local.

5.10 Análisis estadístico de datos de anomalías de Bouguer total regional

El conjunto de valores analizados para las anomalías de Bouguer total calculadas al sumar las correcciones topográficas junto con las anomalías de Bouguer simple, fue de 40.200 datos (tabla 5.9), con un mínimo de -263 mGal y máximo de 102 mGal, con una media de -88 mGal y mediana de -90 mGal.

Tabla 5.9. Estadística descriptiva de anomalías de Bouguer total regional.

Anomalía de Bouguer Total (mGal)	
Mínimo	-263,771
Máximo	102,140
Media	-88,063
Mediana	-90,097
Moda	-
Varianza	6.225,266
Desviación estándar	78,900
Número de datos	40.200

En el histograma de frecuencias (figura 5.19) se aprecia una distribución desigual en los datos obtenidos, donde su 50% reúne valores entre -150 mGal y 50 mGal. Por otro lado, se destaca que los valores positivos de anomalías de Bouguer total se aproxima al 20% de los datos procesados, equivalente a de 8.000 datos. En adición, se aprecia el diagrama de caja y bigotes con el mismo comportamiento (figura 5.20).

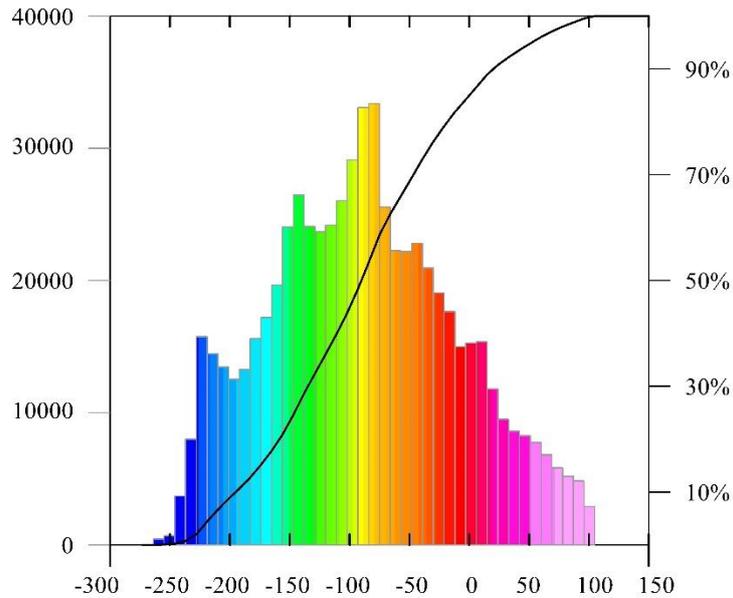


Figura 5.19. Histograma de frecuencias de datos de anomalías de Bouguer total regional.

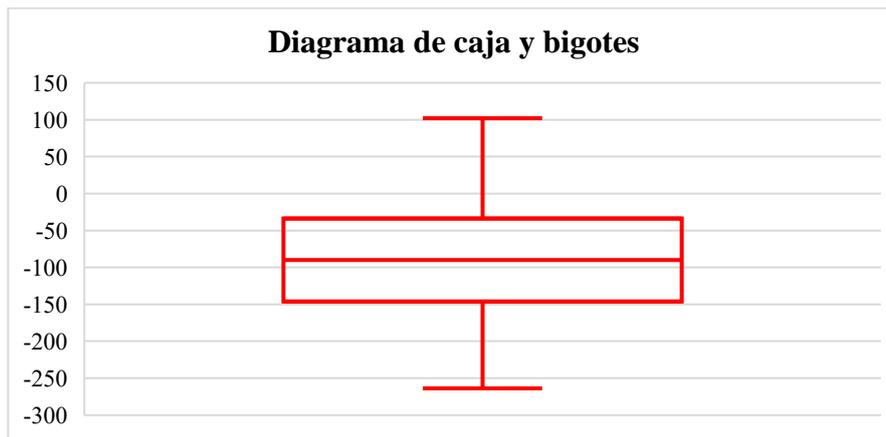


Figura 5.20. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalías de Bouguer total regional.

5.11 Análisis estadístico de datos de anomalías de Bouguer total local

El conjunto de valores analizados para las anomalías de Bouguer total local calculadas al sumar las correcciones topográficas junto con las anomalías de Bouguer simple, fue de 2.556 datos (tabla 5.10), con un mínimo de -258 mGal y máximo de 24 mGal, con una media de -127 mGal y mediana de -137 mGal.

Tabla 5.10. Estadística descriptiva de anomalías de Bouguer total local.

Anomalía de Bouguer Total (mGal)	
Mínimo	-258,242
Máximo	24,983
Media	-127,055
Mediana	-137,090
Moda	-
Varianza	4.292,590
Desviación estándar	65,518
Número de datos	2.556

En el histograma de frecuencias (figura 5.21) se observa que la mayor distribución de datos varía entre -200 mGal y -100 mGal, representando aproximadamente un 60% de todo el conjunto. Por otro lado, se destaca que los valores positivos de anomalías de Bouguer total local se aproximan al 5% de los datos procesados. En adición, se aprecia el diagrama de caja y bigotes con el mismo comportamiento con datos típicos (figura 5.22).

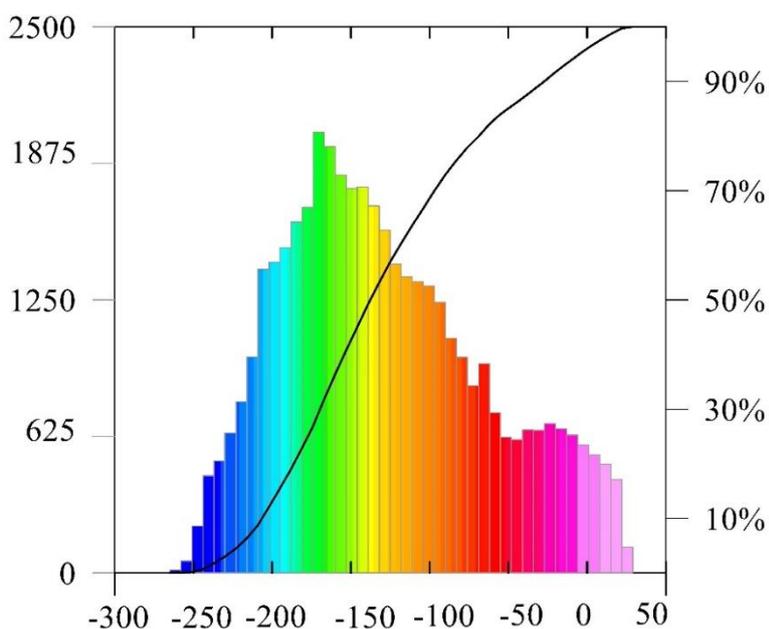


Figura 5.21. Histograma de frecuencias de datos de anomalías de Bouguer total local.

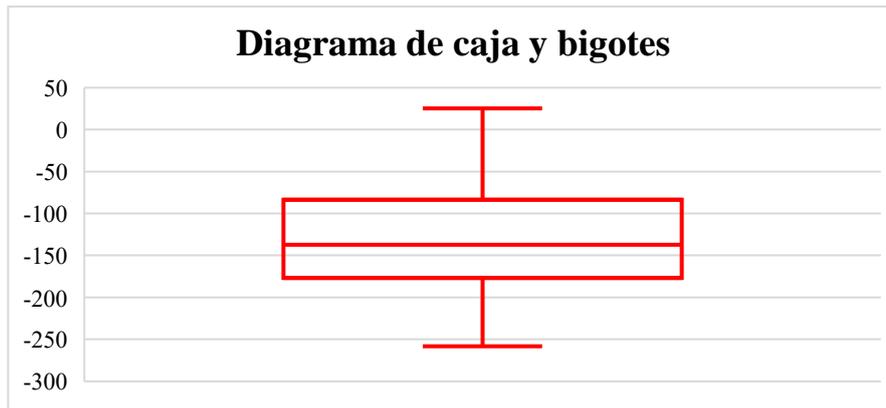


Figura 5.22. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalías de Bouguer total local.

5.12 Análisis estadístico de datos del campo geomagnético regional

En relación a los valores obtenidos por medio del comando “igrfmag” perteneciente a Matlab, para la sección de estudio regional comprendida entre longitudes 78,5° a 78,1° Oeste y latitudes 0,3° a 0,7° Norte, se aplica estadística descriptiva para los 40.200 datos que definen las componentes de declinación, inclinación e intensidad magnética.

La inclinación magnética presenta un mínimo de 21,27° y un máximo de 21,98°. La media y la mediana presentan el mismo valor, correspondiente a 21,62° (tabla 5.11).

Tabla 5.11. Estadística descriptiva de inclinación magnética regional.

Inclinación magnética (°)	
Mínimo	21,270
Máximo	21,981
Media	21,626
Mediana	21,626
Moda	-
Varianza	0,037
Desviación estándar	0,193
Número de datos	40.200

En el histograma de frecuencias (figura 5.23) se aprecia una distribución constante entre los 21,31° y 21,97°. Adicionalmente, se aprecia el diagrama de caja y bigotes con el mismo comportamiento (figura 5.24).

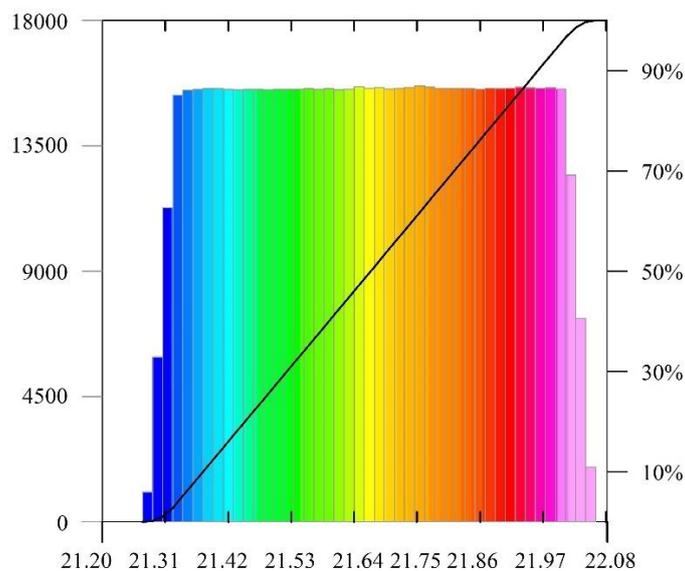


Figura 5.23. Histograma de frecuencias de datos de inclinación magnética regional.

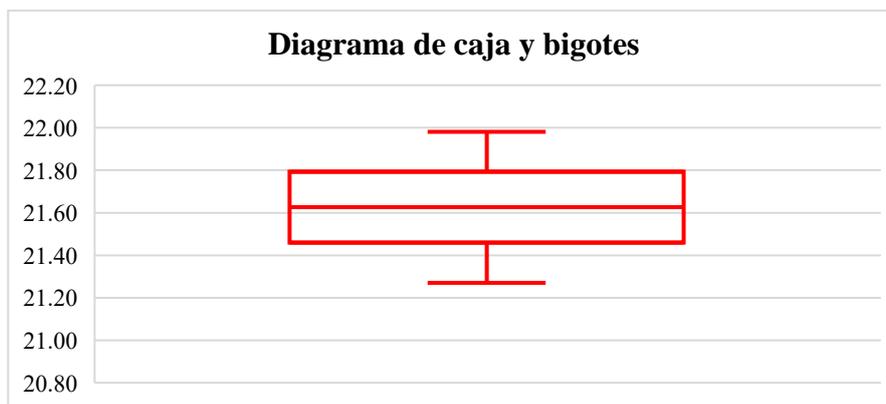


Figura 5.24. Diagrama de caja y bigotes de datos de inclinación magnética regional.

La declinación magnética presenta un mínimo de $-4,42^\circ$ y un máximo de $-4,07^\circ$. La media y la mediana presentan el mismo valor, correspondiente a $-4,25^\circ$ (tabla 5.12).

Tabla 5.12. Estadística descriptiva de declinación magnética regional.

Declinación magnética ($^\circ$)	
Mínimo	-4,424
Máximo	-4,079
Media	-4,252
Mediana	-4,252
Moda	-
Varianza	0,007
Desviación estándar	0,082
Número de datos	40.200

En el histograma de frecuencias (figura 5.25) se aprecia una distribución constante entre $-4,45^\circ$ y $-4,15^\circ$, mientras que en sus extremos Oeste y Este existen variaciones crecientes y decrecientes respectivamente. Adicionalmente, se valida la distribución de los mismos mediante el diagrama de caja y bigotes. (figura 5.26).

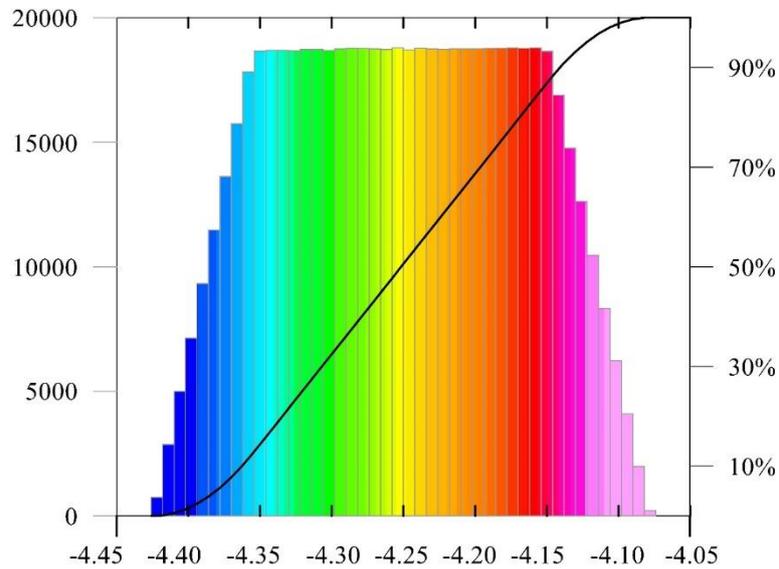


Figura 5.25. Histograma de frecuencias de datos de declinación magnética.

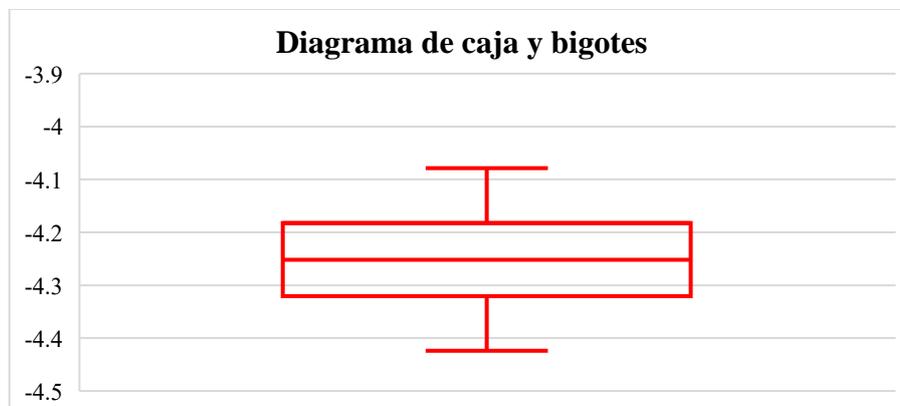


Figura 5.26. Diagrama de caja y bigotes de datos de declinación magnética.

La intensidad magnética presenta un mínimo de 28.826,00 nT y máximo de 29.035,48 nT, con una media de 28.930,56 nT y mediana de 28.930,45 nT (tabla 5.13).

Tabla 5.13. Estadística descriptiva de intensidad magnética regional.

Intensidad magnética (nT)	
Mínimo	28.826,005
Máximo	29.035,484
Media	28.930,560
Mediana	28.930,452
Moda	-
Varianza	2.612,955
Desviación estándar	51,117
Número de datos	40.200

En el histograma de frecuencias (figura 5.27) se observa una distribución constante entre 28.850 nT y 29.000 nT.

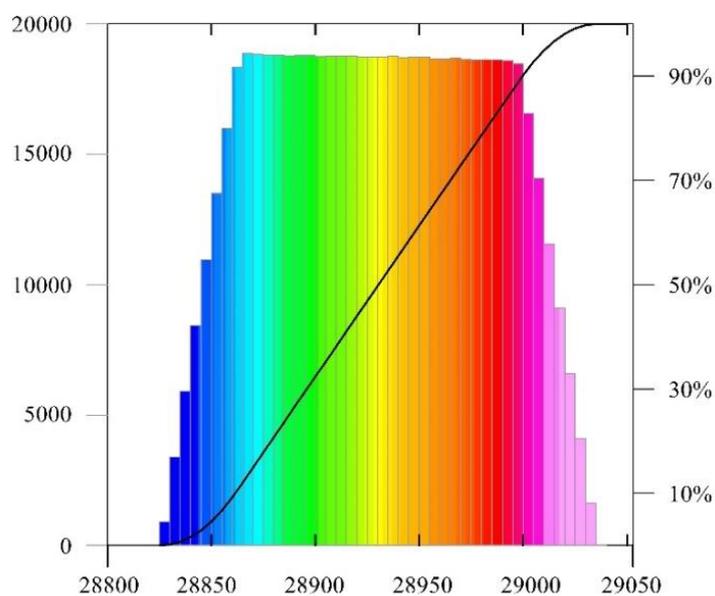


Figura 5.27. Histograma de frecuencias de datos de intensidad magnética.

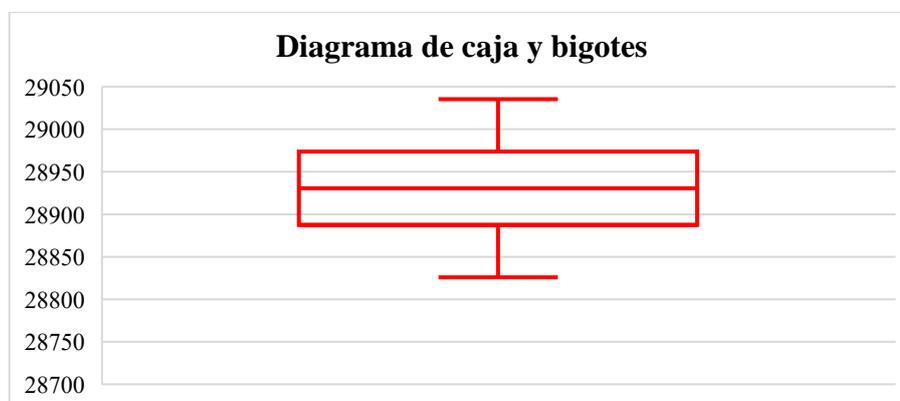


Figura 5.28. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética.

5.13 Análisis estadístico de datos de anomalía magnética del complejo volcánico

En relación a los datos pertenecientes al área local, se tomaron en cuenta las dos campañas anteriormente mencionadas en los antecedentes, en las cuales se realizaron levantamientos de estaciones magnéticas. Para la primera campaña realizada por López y Zura (2013) de la Universidad Central del Ecuador, se aplicaron los parámetros estadísticos para 2.407 datos comprendido entre noviembre del año 2012 y febrero del año 2013. Asimismo, se aplicaron los mismos principios de estadística descriptiva para los 1.624 datos adquiridos por Pauta Ordóñez (2021) de la Universidad Yachay Tech, comprendidos entre el 11 y 29 de noviembre del año 2020. Paralelamente, se configuró la ventana de estudio regional para adoptar los mismos puntos de interés de los datos terrestres aplicados en el Complejo Volcánico Chachimbiro, a modo de comparar directamente las intensidades magnéticas con respecto a las geometrías de ambas.

En función de los datos correspondientes a la Universidad Central del Ecuador, es importante mencionar que no hay un registro de las fechas de adquisición en el documento citado como antecedente. No obstante, por acercamientos directos se pudo tener en cuenta los meses en los cuales se realizó esta primera campaña. A modo de reducir los márgenes de incertidumbre asociados a los porcentajes de error existentes por la variación de intensidad magnética del campo geomagnético para la respectiva zona de estudio, se compararon las intensidades de los 2.407 puntos con sus respectivas coordenadas geográficas para los meses de noviembre y diciembre del año 2011 y enero y febrero del año 2012. Con base a la relación de los datos resultantes, se prevé que existió una variación de 21 nT en el transcurso de cuatro meses, lo que implica un error asociado del 0,0007% debido a las variaciones diurnas. Como resultado, se decidió promediar los valores de intensidades magnéticas, asociado a un error del 0,0002%.

En relación a lo explicado anteriormente, se destaca que la intensidad magnética en la zona de estudio referenciado a la Universidad Central del Ecuador presenta un mínimo de 25.024 nT y un máximo de 32.350 nT, con una media de 29.856,42 nT y una mediana de 29.879,24 nT. Por otro lado, para la intensidad magnética satelital presenta un mínimo de 29.688 nT y un máximo de 29.704 nT para dicha área de estudio, con una media de 29.695,21 nT y una mediana de 29.694,80 nT (tabla 5.14).

Tabla 5.14. Estadística descriptiva de intensidad magnética promedio en la primera zona.

Intensidad magnética (nT)		
Parámetros estadísticos	Terrestre (UCE)	Satelital Promediada (IGRF)
Mínimo	25.024,370	29.688,209
Máximo	32.350,480	29.704,573
Media	29.856,428	29.695,215
Mediana	29.879,240	29.694,803
Moda	29.728,610	29.695,511
Varianza	151.942,433	15,762
Desviación estándar	389,798	3,970
Número de datos	2.407	2.407

Adicionalmente, se observan sus respectivos diagramas de caja y bigotes (figura 5.29 y figura 5.30). Cabe destacar que no se presentan datos atípicos para el bloque de datos satelitales ni para los datos terrestres dentro de sus respectivos márgenes.

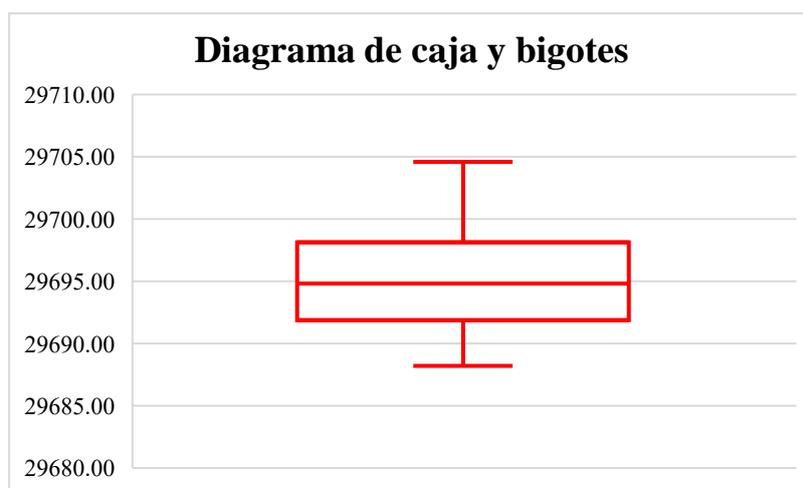


Figura 5.29. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética promedio satelital.

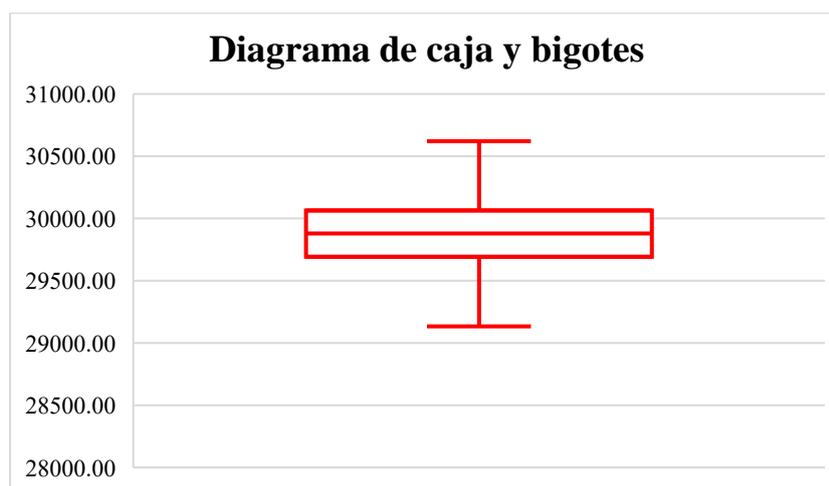


Figura 5.30. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética terrestre.

Adicionalmente, se realizó un procedimiento extra para poder correlacionar los datos de la primera zona de estudio conjunto a la segunda. De esta manera, se estimaron las intensidades magnéticas para los mismos 2.407 puntos mencionados, con base al campo geomagnético para el mes de noviembre del año 2020. Esto permitió resaltar que existe una diferencia de 787 nT asociada a un margen de error del 2,65% en relación a los datos estimados para noviembre del año 2020. Con relación a lo explicado anteriormente, se realizó el ajuste con la diferencia mencionada para poder relacionar los datos directamente. En este sentido, se destaca que la intensidad magnética en la zona de estudio referenciada a la Universidad Central del Ecuador presenta un mínimo de 24.237 nT y un máximo de 31.563 nT, con una media de 29.069,42 nT y una mediana de 29.092,24 nT. Para la intensidad magnética satelital presenta un mínimo de 28.901 nT y un máximo de 28.917 nT para dicha área de estudio, con una media de 28.908,11 nT y una mediana de 28.907,67 nT (tabla 5.15).

Tabla 5.15. Estadística descriptiva de intensidad magnética estimada en la primera zona.

Intensidad magnética (nT)		
Parámetros estadísticos	Terrestre (UCE)	Satelital Estimada (IGRF)
Mínimo	25.024,370	28.901,187
Máximo	32.350,480	28.917,347
Media	29.856,428	28.908,118
Mediana	29.879,240	28.907,672
Moda	29.728,610	28.908,406
Varianza	151.942,433	15,373
Desviación estándar	389,798	3,921
Número de datos	2.407	2.407

En las figuras 5.31 y 5.32 se observan los diagramas de caja y bigotes para las respectivas unidades de datos de intensidades magnéticas satelitales y terrestres estimadas, en las cuales no se presentan datos atípicos dentro.

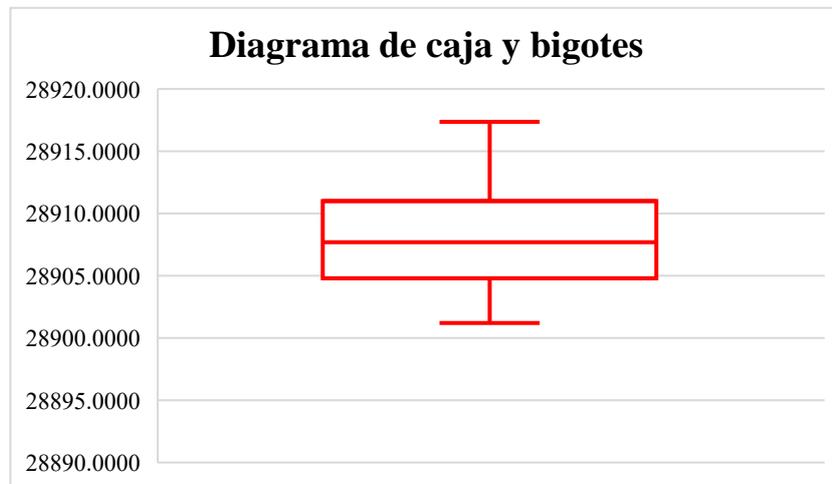


Figura 5. 31. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética satelital estimada.

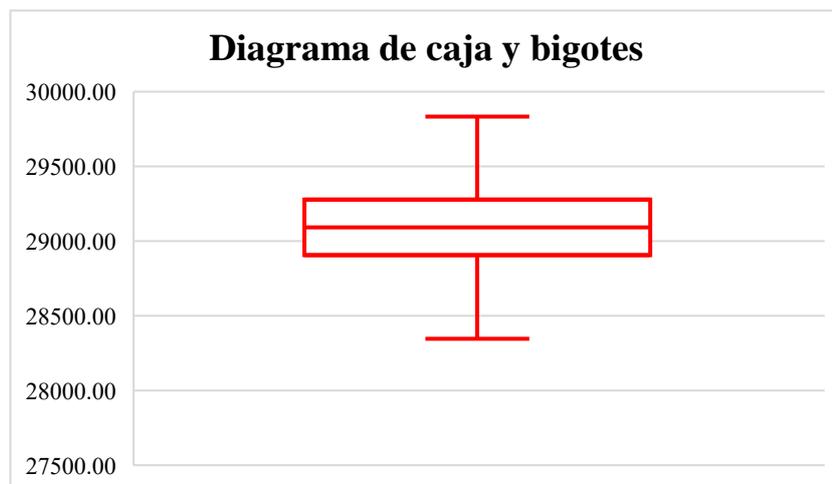


Figura 5. 32. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética terrestre estimada.

Con base al análisis de datos terrestres para el estudio referenciado a la Universidad Yachay Tech, se puede resaltar que la intensidad magnética presenta un mínimo de 25.939 nT y máximo de 58.883 nT, con una media de 29.024 nT y una mediana de 29.002 nT. Por otro lado, bajo la metodología de datos satelitales, la intensidad magnética presenta un mínimo de 28.902 nT y un máximo de 28.910 nT para dicha área de estudio, con una media de 28.906,18 nT y una mediana de 28.906,20 nT (tabla 5.16).

Tabla 5.16. Estadística descriptiva de intensidad magnética en la segunda zona.

Intensidad magnética (nT)		
Parámetros estadísticos	Terrestre (Yachay)	Satelital (IGRF)
Mínimo	25.939,811	28.902,729
Máximo	58.883,654	28.910,082
Media	29.024,742	28.906,181
Mediana	29.002,380	28.906,020
Moda	-	-
Varianza	64.6773,804	2.991
Desviación estándar	804,222	1,730
Número de datos	1.624	1.624

Adicionalmente, se observan sus respectivos diagramas de caja y bigotes (figura 5.33 y figura 5.34). Cabe destacar que no se presentan datos atípicos para el bloque de datos satelitales, mientras que para el conjunto de datos de intensidades magnéticas terrestres sí se aprecian valores atípicos y alejados de las magnitudes esperadas, los cuales pueden estar asociados a errores de adquisición.

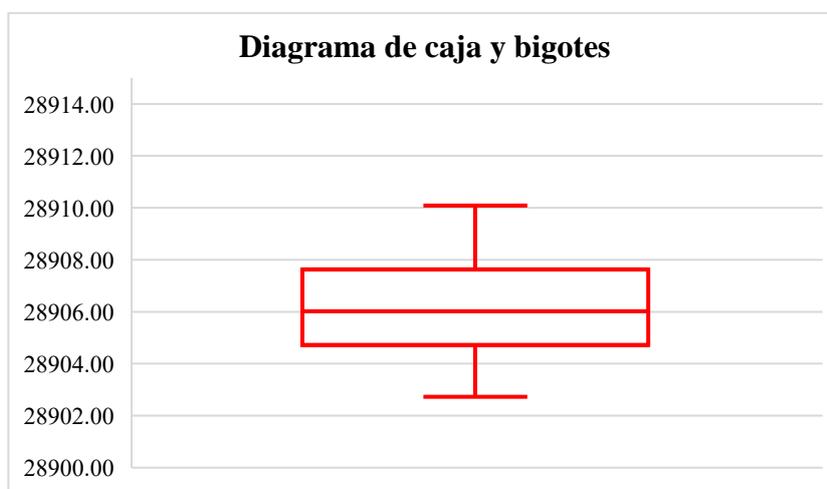


Figura 5.33. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética satelital.

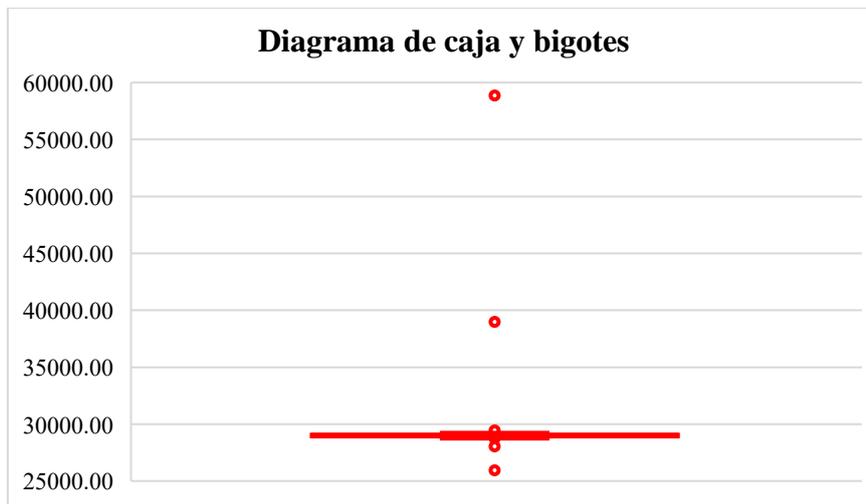


Figura 5.34. Diagrama de caja y bigotes de datos de intensidad magnética terrestre.

Una vez procesado el cómputo para las anomalías magnéticas para la misma época, se pueden contrastar y relacionar para tener mayor cobertura y perímetro dentro del Complejo Volcánico Chachimbiro. De esta manera, se aprecia que existe un mínimo de -2.966 nT y un máximo de 29.978 nT de anomalía magnética terrestre para el área estudiada en la Universidad Yachay Tech, con media de $118,56$ nT y una mediana de $96,61$ nT.

Por otro lado, el conjunto de datos adquirido por la Universidad Central del Ecuador posee un mínimo de 4.667 nT y un máximo de 2.658 nT de anomalía magnética terrestre, cuya media equivale a $118,56$ nT y su mediana a $96,61$ nT, para el primer método de promedio entre noviembre del año 2011 y febrero del año 2012. Por otra parte, el conjunto de datos de anomalías magnéticas terrestres estimadas de acuerdo a las intensidades magnéticas del modelo geomagnético para noviembre del año 2020, establece un mínimo de $-4.667,85$ nT y máximo de $2.658,48$ nT, cuya media equivale a $161,31$ nT y su mediana a $183,37$ nT (tabla 5.17).

Tabla 5.17. Estadística descriptiva de anomalías magnéticas en CVCH.

Anomalía Magnética (nT)			
Parámetros estadísticos	Estudio de Yachay	Estudio de UCE (Promediado)	Estudio de UCE (Estimado)
Mínimo	-2.966,978	-4.667,930	-4.667,856
Máximo	29.978,966	2.658,386	2.658,481
Media	118,561	161,214	161,310
Mediana	96,619	183,327	183,376
Moda	-	-9,178	-9,152
Varianza	646.624,841	150.991,801	151.009,176
Desviación estándar	804,130	388,577	388,599
Número de datos	1.624	2.407	2.407

Se observa el diagrama de caja y bigotes de las anomalías magnéticas terrestres del Complejo Volcánico Chachimbiro (figura 5.35), en el cual existen valores atípicos en el orden de magnitudes positivas para la adquisición de datos a cargo de Yachay Tech. Por otro lado, los diagramas de caja y bigotes de las anomalías magnéticas terrestres promediadas y estimadas no poseen valores atípicos (figuras 5.36 y 5.37).



Figura 5.35. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalía magnética terrestre para la zona referenciada a Yachay Tech.

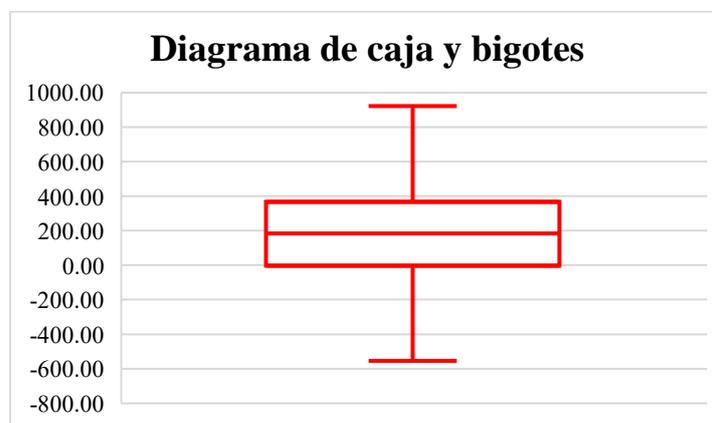


Figura 5.36. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalía magnética terrestre promediada para la zona referenciada a la UCE.

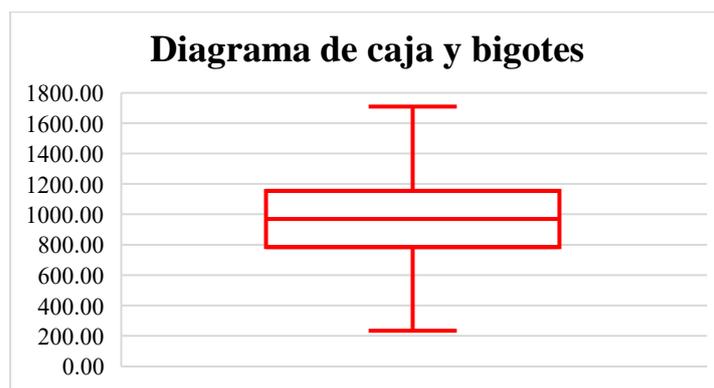


Figura 5.37. Diagrama de caja y bigotes de datos de anomalía magnética terrestre estimada para la zona referenciada a la UCE.

5.14 Análisis estadístico de datos topográficos parametrizados

Luego de analizar las propiedades cuantitativas que definen las ventanas regionales y locales propuestas para la Provincia de Imbabura y el Complejo Volcánico Chachimbiro, se procede a parametrizar la ventana para la configuración resultante por las coordenadas de las estaciones vinculadas al levantamiento de datos magnéticos debido a ser la zona con mayor interés en el presente estudio.

Con respecto al análisis de datos topográficos satelitales del área de los datos adquiridos por el equipo de la Universidad Central del Ecuador, el cual es la más extensa para el estudio del Complejo Volcánico Chachimbiro, se resalta que el modelo ETOPO1 establece un mínimo de 2.638 metros y máximo de 3.869 metros, con una media de 3.321 metros y una mediana de 3.362 metros. En cambio, el modelo digital de elevación SRTM GL1 establece un mínimo de 2.480 metros y un máximo de 4.047 metros, con una media de 3.393 metros y una mediana de 3.464 metros. Posteriormente, si se comparan los parámetros estadísticos de ambas propuestas, se obtiene que existe un error del 6% para los valores mínimos y 4% para los valores máximos, mientras que el error entre sus varianzas equivale a 23% y entre sus desviaciones estándares a 12%.

Por último, se aplicó también la estadística descriptiva de los márgenes de error para los 2.407 datos de cotas asociadas a las coordenadas de la configuración propuesta por la Universidad Central del Ecuador. En consecuencia, se obtuvo que tanto la media como la mediana del error equivalen a 3%, así como también la existencia de estaciones en las cuales existen discrepancias máximas de hasta el 9% (tabla 5.18).

Tabla 5.18. Estadística descriptiva de modelos de datos topográficos de área UCE.

Topografía (m)				
Parámetros estadísticos	ETOPO1	SRTM GL1	Error entre Modelos	Error por Estación
Mínimo	2.638,06	2.480,03	6%	0%
Máximo	3.869,59	4.047,91	4%	9%
Media	3.321,95	3.393,24	2%	3%
Mediana	3.362,05	3.464,14	3%	3%
Moda	3361.95	3.296,71	2%	2%
Varianza	131.231,75	171.137,15	23%	0%
Desviación estándar	362,25	413,68	12%	2%
Número de datos	2.407	2.407	0%	2.407

En el histograma de frecuencias (figura 5.38) se aprecia que el 70% de los datos topográficos asociados al modelo ETOPO1 se encuentran entre 2.600-3600 metros, mientras que las cotas comprendidas superiores a 3.800 metros representan menos del 5% para la zona de estudio. El diagrama de caja y bigotes de las cotas referenciadas a dicho modelo topográfico, refleja valores típicos en correspondencia de los elementos analizador por estadística descriptiva (figura 5.39).

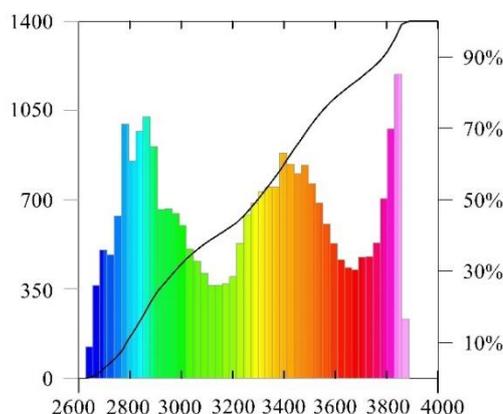


Figura 5.38. Histograma de frecuencias de datos topográficos de UCE para el modelo ETOPO1.

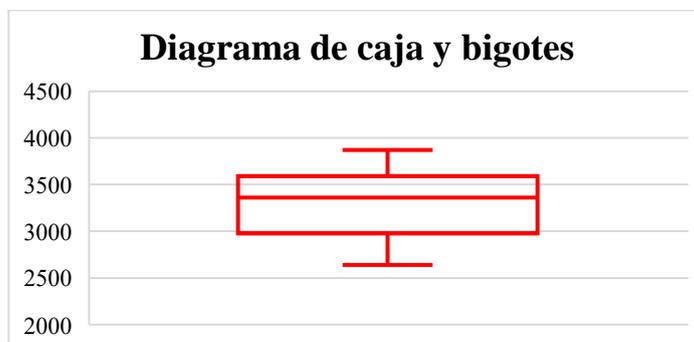


Figura 5.39. Diagrama de caja y bigotes para datos topográficos de UCE para el modelo ETOPO1.

El histograma de frecuencias (figura 5.40) está hecha con base a los datos topográficos del modelo digital de elevación SRTM GL1, en el cual se destacan menores frecuencias para cotas mínimas y máximas comprendidas en el perímetro de estudio local. En otro orden de ideas, las cotas comprendidas entre 3.000-3.600 metros, representan aproximadamente un 40% del conjunto total. Del mismo modo, se evidencia que un 15% de los datos están asociados a cotas por encima de 3.800 metros. Esta sección es fundamental para entender cuál modelo se puede ajustar mejor a los datos geopotenciales, en vista de la existe de un margen de error. Consecuentemente, se observa que ETOPO1 presenta mayores frecuencias para cotas mínimas y máximas, identificadas en colores azules y morado, mientras que SRTM GL1 presenta menores frecuencias para cotas las cotas mínimas y máximas, pero mayores frecuencias para cotas intermedias representadas por aquellas en color amarillo y naranja.

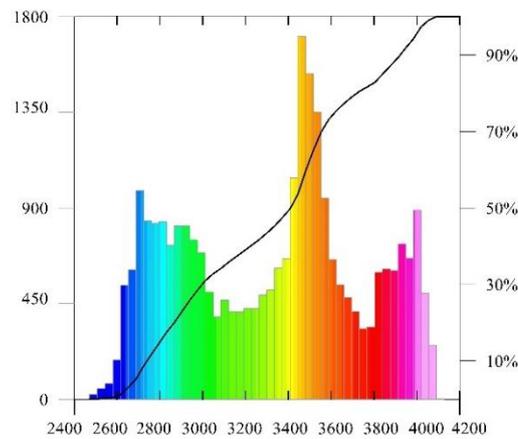


Figura 5.40. Histograma de frecuencias de datos topográficos de UCE para el modelo digital de elevación de SRTM GL1.

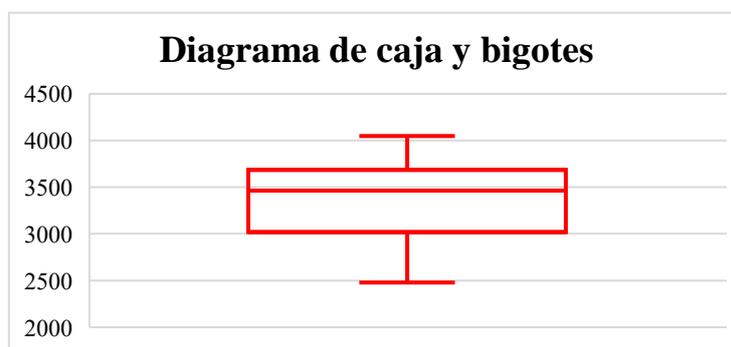


Figura 5.41. Diagrama de caja y bigotes para datos topográficos de UCE para el modelo digital de elevación SRTM GL1.

Con respecto al análisis de datos topográficos satelitales del área de los datos adquiridos por el equipo de la Universidad Yachay Tech, el cual es la más pequeña para el estudio del Complejo Volcánico Chachimbiro, se resalta que el modelo ETOPO1 establece un mínimo de 3.280 metros y máximo de 3.562 metros, con una media de 3.451 metros y una mediana de 3.462 metros. En cambio, el modelo digital de elevación SRTM GL1 establece un mínimo de 3.449 metros y un máximo de 3.666 metros, con una media de 3.532 metros y una mediana de 3.520 metros. Posteriormente, si se comparan los parámetros estadísticos de ambas propuestas, se obtiene que existe un error del 5% para los valores mínimos y 3% para los valores máximos, mientras que el error entre sus varianzas equivale a 66% y entre sus desviaciones estándares a 29%.

Por último, se aplicó también la estadística descriptiva de los márgenes de error para los 1.624 datos de cotas asociadas a las coordenadas de la configuración propuesta por la Universidad Yachay Tech. En consecuencia, se obtuvo que tanto la media como la mediana del error equivale a 2%, así como también la existencia de estaciones en las cuales existen discrepancias máximas de hasta el 7% (tabla 5.19).

Tabla 5.19. Estadística descriptiva de modelos de datos topográficos de área Yachay.

Topografía (m)				
Parámetros estadísticos	ETOPO1	SRTM GL1	Error entre Modelos	Error por Estación
Mínimo	3.280,08	3.449,37	5%	0%
Máximo	3.562,32	3.666,37	3%	7%
Media	3.451,65	3.532,91	2%	2%
Mediana	3.462,77	3.520,87	2%	2%
Moda	-	3.619,35	-	-
Varianza	4.103,82	3.472,63	66%	0%
Desviación estándar	64,06	49,72	29%	1%
Número de datos	1.624	1.624	0%	1.624

En el histograma de frecuencias (figura 5.42a) se aprecia que el 70% de los datos topográficos asociados al modelo ETOPO1 se encuentran entre 3.200-3500 metros, mientras que las cotas comprendidas superiores a 3.550 metros representan menos del 5% para la zona de estudio. El diagrama de caja y bigotes de las cotas referenciadas a dicho modelo topográfico, refleja valores típicos en correspondencia de los elementos analizador por estadística descriptiva (figura 5.43a). Por otro lado, en el histograma de frecuencias de los datos topográficos asociados al modelo digital de elevación SRTM GL1 (figura 5.42b), se observa que el 70% de los datos se relacionan a cotas comprendidas entre 3.450-3.550 metros. Del mismo modo analítico para el diagrama de

caja y bigotes de datos topográficos para el modelo digital de elevación, se aprecia que no existen valores atípicos (figura 5.43b). No obstante, resulta conveniente analizar y comprender las discrepancias entre ambas propuestas para determinar cuál puede adaptarse mejor al conjunto de datos geopotenciales. Entre otras palabras, se puede observar que ETOPO1 presenta mayores frecuencias para cotas intermedias altas a altas, identificadas desde el color amarillo a rojo, mientras que SRTM GL1 presenta mayores frecuencias para cotas mínimas a intermedias altas, identificadas desde el color turquesa a naranja.

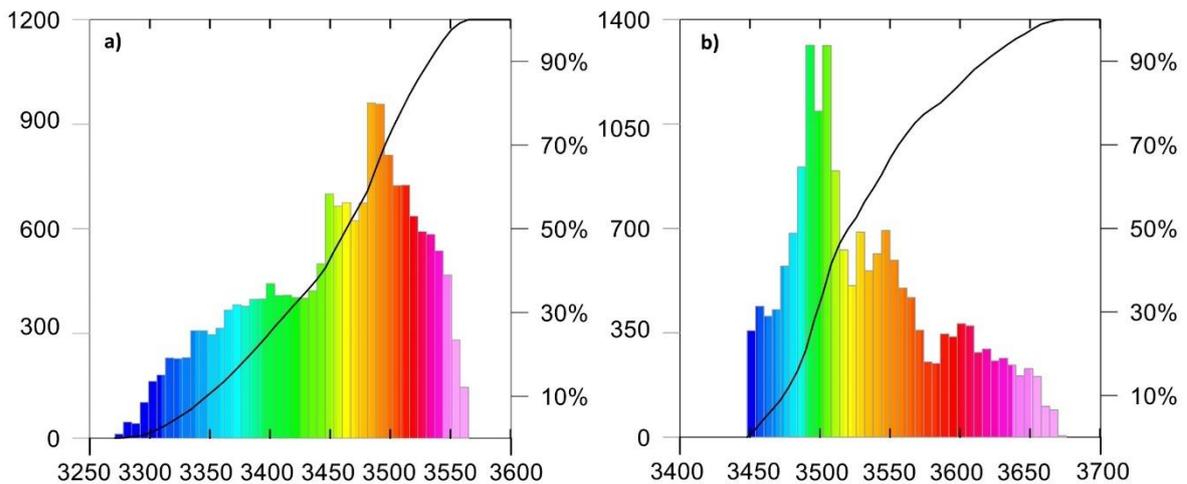


Figura 5.42. a) Histograma de frecuencias de datos topográficos de Yachay Tech para el modelo ETOPO1. b) Histograma de frecuencias de datos topográficos de Yachay Tech para el modelo digital de elevación SRTM GL1.

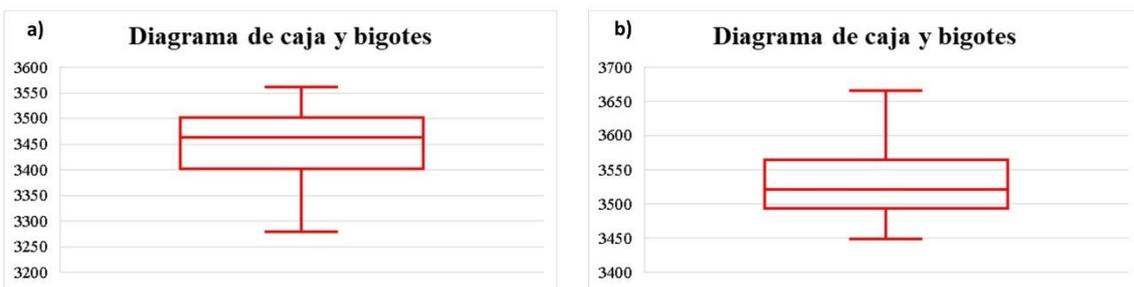


Figura 5.43. a) Diagrama de caja y bigotes de datos topográficos de Yachay Tech para el modelo ETOPO1. b) Diagrama de caja y bigotes de datos topográficos de Yachay Tech para el modelo digital de elevación SRTM GL1.

Por último, pero no menos importante, se consideró el análisis entre los datos de topografía terrestre adquiridos en campo por el equipo de la Universidad Yachay Tech y el modelo digital de elevación SRTM GL 1, debido a que ambas bases de datos poseen una resolución de 30 metros de separación por punto de control. En este sentido, se

observa que los datos terrestres de dicha sección están asociados a un mínimo de 3.421 metros y un máximo de 3.642 metros, con una media de 3.505 metros y una mediana de 3.492 metros. Al comparar ambas bases de datos, se resalta que existe un error del 1% para los valores mínimos y máximos, mientras que el error entre sus varianzas equivale a 2% y entre sus desviaciones estándares a 1%. Como resultado, se afirma que los datos topográficos adquiridos terrestremente poseen una relación adecuada con los establecidos en el modelo digital de elevación SRTM GL1 (tabla 5.20).

Tabla 5.20. Estadística descriptiva de entre de datos topográficos medidos en superficie y modelo digital de elevación SRTM GL1 del área Yachay.

Topografía (m)				
Parámetros estadísticos	Terrestres	SRTM GL1	Error entre bases de datos	Error por Estación
Mínimo	3421,000	3.449,375	1%	0%
Máximo	3642,000	3.666,371	1%	1%
Media	3505,246	3.532,919	1%	1%
Mediana	3492,500	3.520,878	1%	1%
Moda	3464,000	3.619,356	4%	1%
Varianza	2523,254	2.47.,631	2%	0%
Desviación estándar	50,232	49,726	1%	0%
Número de datos	1.624	1.624	0%	1624

En el histograma de frecuencias (figura 5.44a) de los datos topográficos adquiridos en superficie por el equipo de la Universidad Yachay Tech, se aprecia que las frecuencias son similares a los resultantes del modelo digital de elevación. Sin embargo, es perceptible que la mayor discrepancia se exhibe entre los 3.500-3.600 metros. Su histograma de frecuencias no refleja datos atípicos (figura 5.44b).

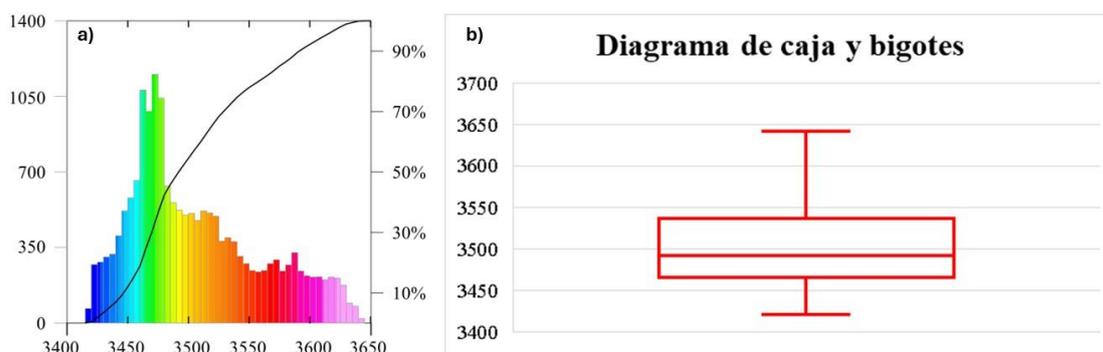


Figura 5.44. a) Histograma de frecuencias de datos topográficos medidos en superficie. b) Diagrama de caja y bigotes de datos topográficos medidos en superficie. Ambos en el área atribuida por el equipo de la Universidad Yachay Tech.

CAPÍTULO VI

INTERPRETACIÓN DE ANOMALÍAS

6.1 Mapa topográfico del área de estudio

El Complejo Volcánico Chachimbiro se encuentra en la Cordillera Occidental Andina del Ecuador, en la Provincia de Imbabura, 70 km al Noreste de Quito y 17 km al Noroeste de la ciudad Ibarra, en el cual existen irregularidades topográficas donde alcanza una altura de 4.054 msnm y 12 km de diámetro (Bernard, 2012).

En la figura 6.1 se puede observar que están presentes cuatro ciudades de la Provincia de Imbabura, donde San Miguel de Urucuquí ocupa el mayor espacio del área de estudio desde el centro Norte hasta el Noroeste del mapa. Seguida por Cotacachi que se encuentra en el sector Suroeste del área comprendida y compartiendo las altitudes más elevadas junto con San Miguel de Urucuquí. Al Noreste se encuentra Ibarra y al Sureste la pequeña ciudad de Antonio Ante. Por otro lado, la ciudad de San Lorenzo está ubicada en el sector Noroeste, la cual pertenece a la Provincia de Esmeraldas.

San Miguel de Urucuquí y Cotacachi comparten la topografía más predominante y masiva dentro del perímetro de estudio, con rangos de altas elevaciones con fuertes pendientes que están situadas entre 3.200 y 4.000 metros de altitud, entre las longitudes $78,40^\circ$ y $78,28^\circ$ Oeste y las latitudes $0,55^\circ$ y $0,30^\circ$ Norte.

En el caso de Cotacachi, presenta pendientes más suaves a medida que se acerca a la región $78,50^\circ$ - $78,40^\circ$ Oeste y $0,55^\circ$ - $0,45^\circ$ Norte, con altitudes medias a 3.000 metros sobre el nivel del mar. La configuración de la resaltante topografía permite que existan variaciones en sus pendientes, las cuales son más suaves en el flanco Suroeste que en el flanco Sureste de la sección ubicada en Cotacachi. Asimismo, se evidencian pendientes muchos más suaves entre las cotas más altas y bajas hacia el extremo Suroeste, destacadas por altitudes entre 2.300-2.100 metros, hasta existir un mínimo de 1.500 metros sobre el nivel del mar entre las coordenadas $78,50^\circ$ - $78,45^\circ$ Oeste y $0,40^\circ$ - $0,30^\circ$ Norte.

Siguiendo este orden de ideas, las pendientes de la mayor estructura se tornan más suaves al extenderse en dirección Sureste, compartida por las ciudades de San Miguel de Urucuquí, Antonio Ante e Ibarra, con el mismo rango entre 2.300-2.100 metros. De igual forma, es evidente que las cotas medias a bajas son las que mayor espacio ocupan en Ibarra, donde existe un cambio de altitud a lo largo de la sección

Noreste de la zona, con forma de valle y cotas comprendidas entre 1.900-1.500 metros, hasta volver a incrementar en las coordenadas 78,15°-78,10° Oeste y 0,70°-0,60° Norte.

Por último, partiendo de la mayor estructura topográfica situada desde el borde que limita en San Miguel de Urcuquí, se evidencia la variación de cotas de mayor a menor en dirección Noroeste, con pendientes más suaves que en los flancos del Sur y divisiones menos desiguales entre 1.500-3.500 metros de altitud.

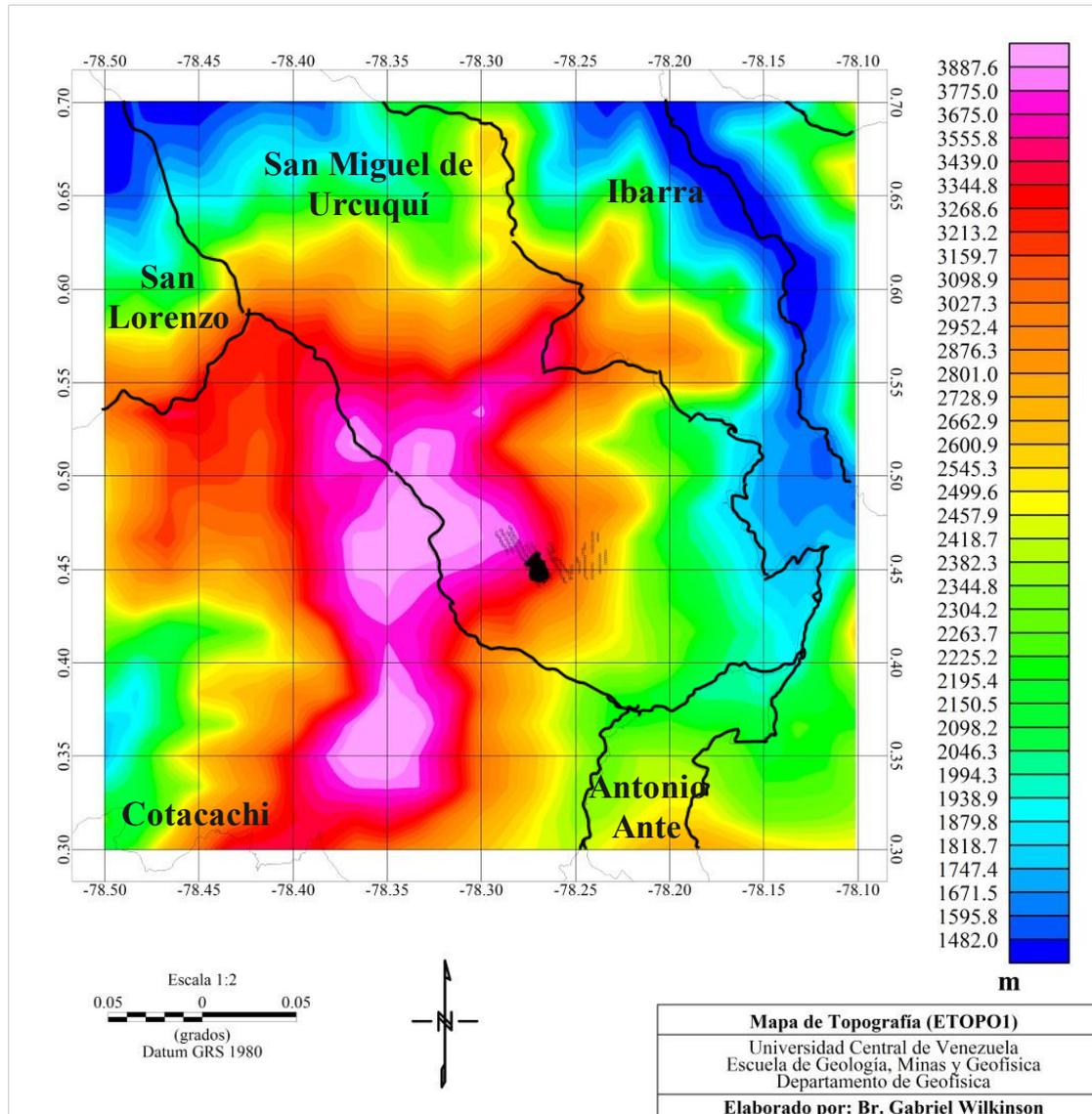


Figura 6.1. Mapa topográfico de la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

En la figura 6.2 se puede observar la ventana local con los puntos de medición terrestres dentro del Complejo Volcánico Chachimbiro, en el cual se evidencia que la zona de interés comprende cotas intermedias altas a intermedias bajas, siempre por encima de los 2.500 msnm. Adicionalmente, se observa con mayor detalle la

distribución de los flancos cuyas direcciones tienen tanto al Noreste como al Sureste, y la cumbre principal que se constituye por Albuji y Hugá.

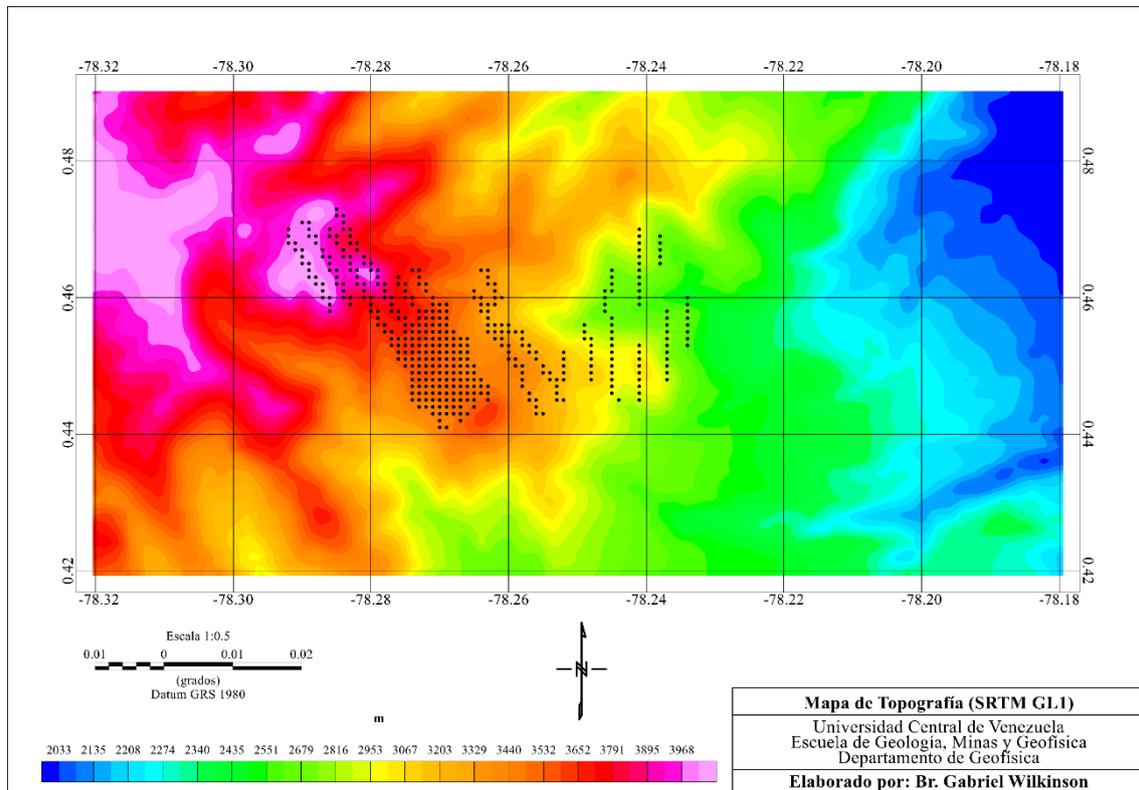


Figura 6.2. Mapa topográfico de la zona de estudio en el Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

6.2 Mapa de Anomalías de Aire Libre

La figura 6.3 corresponde al mapa de anomalía de Aire Libre obtenido para la zona de estudio, en el cual los contornos que bordean las estructuras son similares debido a su dependencia directa con la topografía regional (figura 6.3), destacando un alto componente ubicado en la mayor parte de Centro-Oeste del mapa que posee una dirección preferencial de N45E, siguiendo la orientación de la topografía más predominante de la zona de estudio perteneciente a Cotacachi y San Miguel de Urququí. Consecuentemente, se observa una variación entre 110 mGal y 350 mGal, siendo ésta última mayor al concentrarse ovaladamente entre las coordenadas 78,40°-78,30° Oeste y 0,52°-0,40° Norte.

Por otra parte, entre las longitudes 78,20°-78,10° Oeste y latitudes 0,30°-0,70° Norte se encuentran los mínimos más destacados de la región, lo cual corresponde a lo que debería obtenerse debido a su regular topografía. En la ubicación del extremo superior derecho del mapa, en el cual yace el valle perteneciente a Ibarra de orientación

N45W mencionado en la figura 6.1, se encuentran los valores inferiores a 0 mGal. No menos importante, el rango de anomalías de Aire Libre correspondiente entre 40 mGal y 100 mGal que están ubicadas al Noroeste, en Cotacachi, refleja un comportamiento esperado debido a que sigue siendo una estructura masiva, a pesar de ser una de las secciones de menor altitud.

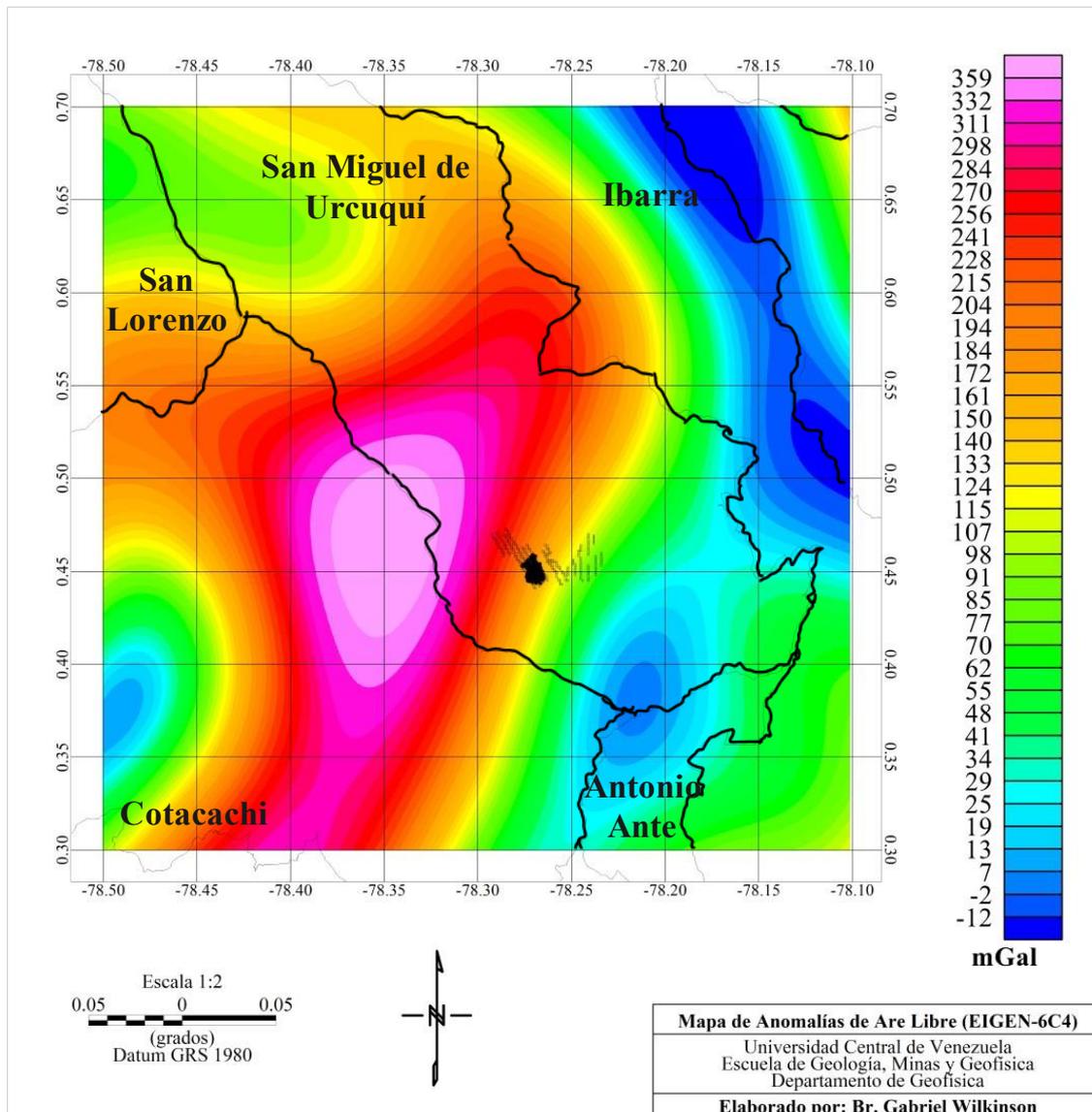


Figura 6.3. Anomalía de Aire Libre de datos satelitales de la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

En la figura 6.4 se visualiza la variación de anomalías de Aire Libre para la zona de interés, en la cual se realizó la adquisición de datos magnéticos terrestres, y señalada por la parte sombreada en la figura 6.3. Estos valores se consideran de magnitud intermedia en relación a la escala establecida por el contexto regional, disminuyendo en dirección Noroeste-Sureste.

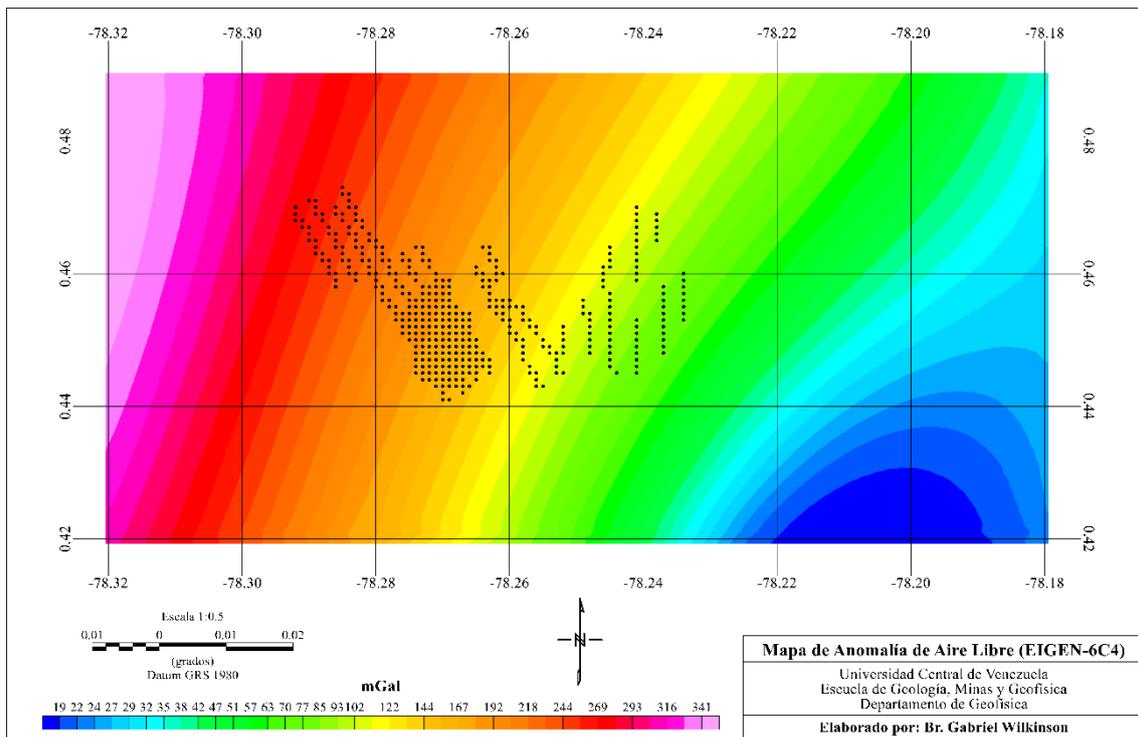


Figura 6.4. Anomalia de Aire Libre de datos satelitales de la zona de estudio en el Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

6.3 Mapa de Iso-Correcciones Topográficas

La figura 6.5 corresponde al mapa de iso-correcciones topográficas regional, en búsqueda de la mejor representación gráfica de las correcciones topográficas asociadas a las variables relieves de la zona de estudio. Como resultado, se observa que los valores más bajos, caracterizados por menores correcciones, corresponden a la forma de altitud intermedia que bordea la estructura principal. Esto ocurre debido a que la variación es más pequeña en comparación al resto, menor a variaciones de 50 metros, lo que permite visualizarse como una franja de color frío intenso.

En otro orden de ideas, se visualiza que los altos valores de corrección topográfica se asocian a la estructura más predominante ubicada entre San Miguel de Urcuquí y Cotacachi, comprendidos entre 100 mGal y 150 mGal. Adicionalmente, en la zona más específica de interés, hay correcciones topográficas comprendidas entre 60 mGal y 90 mGal, aumentando a mayor altitud. Del mismo modo, acorde a la distribución de las pendientes direccionadas hacia la Provincia de Esmeraldas, existen correcciones intermedias entre 50 mGal y 80 mGal, las cuales guardan relación con lo accidentado de la topografía y las pendientes de diferente relieve.

No menos importante, cabe destacar la compensación ocurrida en el valle de Ibarra, en el cual existe una variación de aproximadamente 600 metros entre sus límites inferiores y superiores. A mayor profundidad existe una mayor corrección topográfica en dicha estructura, lo cual resulta proporcional a lo largo y ancho de la misma. En otras palabras, para esta zona existen correcciones entre 80 mGal y 150 mGal. El mismo comportamiento ocurre en dirección Noroeste de San Miguel de Urcuquí y la Provincia de Esmeraldas, cuyas correcciones entre 50 mGal y 150 mGal se deben a la variación topográfica evidenciada por un rango de diferencia de 600 metros.

En la figura 6.6 se observa que los datos ubicados en las planicies o sobre relieves menos abruptos, poseen los menores valores de corrección topográfica, en el cual sus mínimos bordean el tercer edificio del complejo volcánico. Por otra parte, es apreciable que las mayores correcciones topográficas están asociadas a los relieves más heterogéneos y desiguales en las superficies que se ubican a mayor altitud.

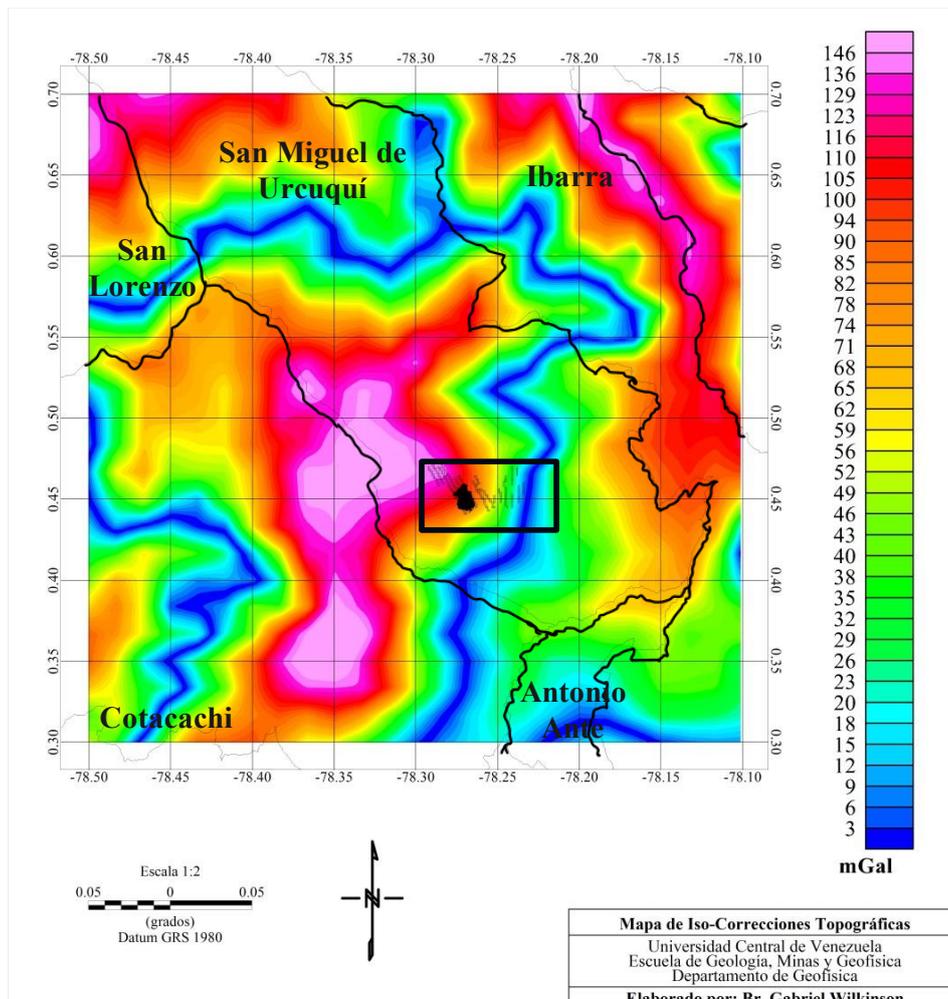


Figura 6.5. Correcciones Topográficas de datos satelitales de la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

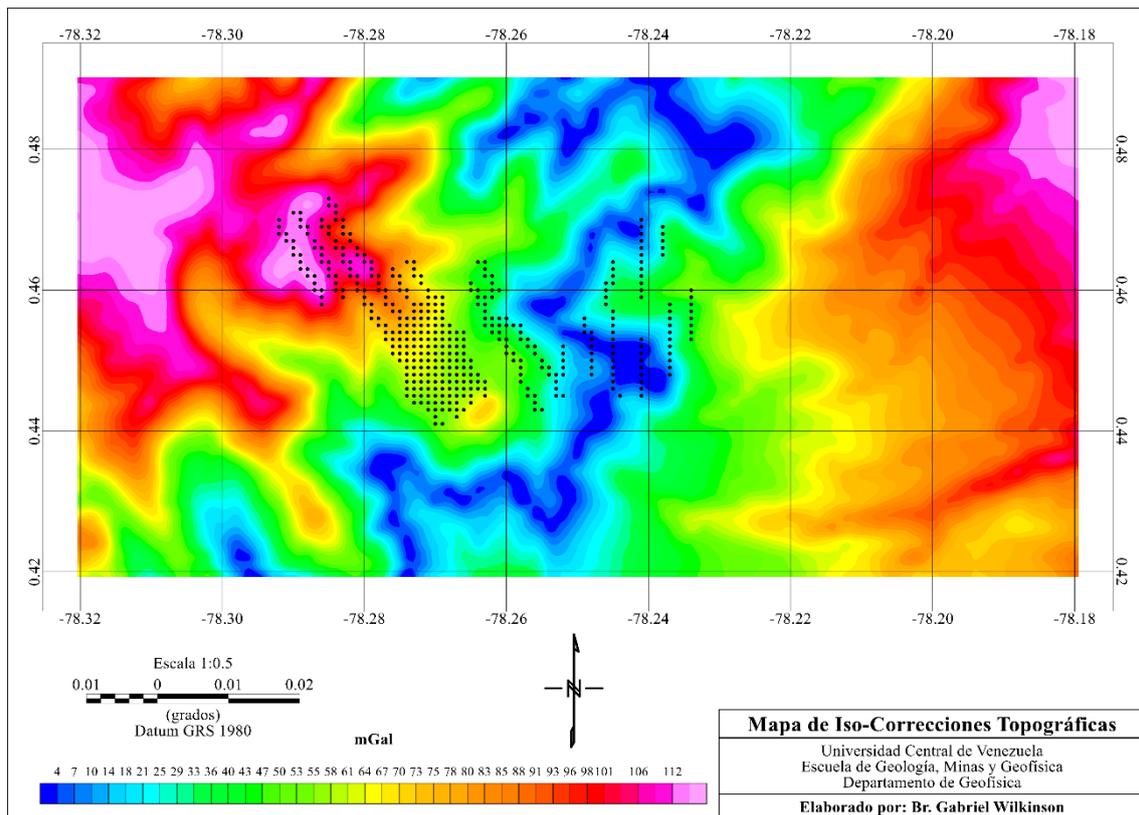


Figura 6.6. Correcciones Topográficas de datos satelitales de la zona de estudio en el Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

6.4 Mapa de Anomalías de Bouguer del área regional

La figura 6.7 corresponde a la anomalía de Bouguer simple de la región, la cual evidencia la presencia y dominio de la estructura más densa asociada a los complejos volcánicos de Cotacachi y Chachimbiro. Los máximos tienden mayormente al Noreste de Cotacachi, con rangos comprendidos entre -50 mGal y -100 mGal, limitando con la primera fase de edificación del Complejo Volcánico Chachimbiro “Huanguillaro”. Es importante recordar que el Huanguillaro ha sido descrito como un estratovolcán de 12 km de base. Del mismo modo, existen tres máximos en forma de arco volcánico que ascienden a magnitudes de -50 mGal, los cuales están ubicados al Centro-Norte de la ciudad de San Miguel de Urquí.

Adicionalmente, al Noroeste de San Miguel de Urquí se concentran anomalías de Bouguer simple entre -185 mGal y -200 mGal, destacando su forma de depósito volcano-sedimentario, en el cual disminuyen sus magnitudes a medida que existe una aproximación al punto de control $-78,40^{\circ}$ Oeste y $0,60^{\circ}$ Norte. No menos importante, las respuestas obtenidas en el costado derecho se asemejan al esperado, donde no existen cambios abruptos sino contornos extensos y potencialmente más homogéneos.

En la ciudad de Antonio Ante se conglomeran los valores más bajos obtenidos, en gran proporción y acentuándose de Noreste a Suroeste, comprendiendo valores entre -200 mGal y -250 mGal. Por otro lado, en la sección de Ibarra, caracterizada por poseer las menores cotas y un contraste acentuado de relieves, se observa que las anomalías de Bouguer simple aumentan en tendencia Sureste a Noroeste.

En la región Sureste existe un dominio de anomalías que varían entre -190 mGal y -170 mGal. No obstante, existen bruscos mínimos y máximos que posiblemente estén aislados por una estructura geológica que se destaca por representarse mediante un contorno delgado y elongado de valor medio de -170 mGal que divide ambas secciones de mínimos y máximos apreciables. Este contorno continúa con la misma orientación y dirección Noreste-Suroeste de la estructura existente entre las fallas paralelas transcurrentes dextrales de La Florida y Pijumbí, siendo esta última derivada de la falla Azufral, partiendo desde el edificio Chachimbiro 3 del complejo volcánico hasta el extremo Noreste de la ventana de estudio.

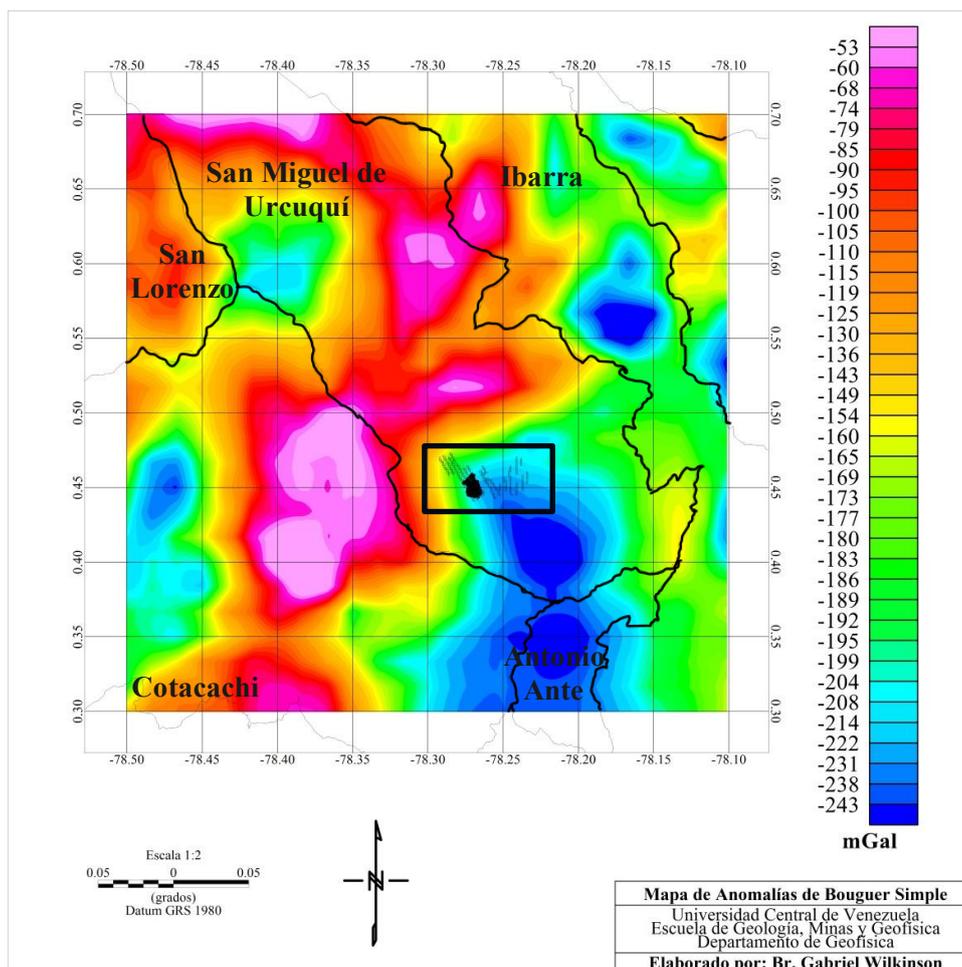


Figura 6.7. Anomalía de Bouguer Simple de datos satelitales de la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

La figura 6.8 corresponde a la anomalía de Bouguer total de la región, la cual está compensada por las correcciones topográficas, permitiendo suavizar la continuidad de los contornos. En este orden de ideas, se aprecia que la estructura principal del complejo volcánico posee una orientación N50E para los valores de mayor magnitud de anomalía de Bouguer. Cabe destacar que la dirección de dicha estructura perteneciente a la Cordillera Occidental enmarcada en la ventana de estudio, se asemeja a la orientación de las anomalías de Bouguer calculadas por Tamay Granda (2018), en la cual existe una relevancia de valores más positivos que tienden a la misma dirección de la acreción ocasionada por la subducción de la placa de Nazca con relación a la placa Sudamericana. En este orden de ideas, existe una elongación de anomalías entre 0 mGal y -20 mGal en sentido Noreste y Suroeste, coincidente al mapa propuesto en 2018 para el contexto regional del Ecuador. No menos importante, existe una concentración de anomalías de Bouguer que convergen en los domos volcánicos de Albuji y Hugá, pertenecientes al tercer edificio del complejo volcánico conocido como Chachimbiro 3.

Las distribuciones de valores negativos más destacables se ubican al Sureste, en Antonio Ante y el Sur de San Miguel de Urcuquí, las cuales alojan la unidad Tumbatú perteneciente a la segunda fase del complejo volcánico con tendencia de depositación de rocas sedimentarias volcánicas hacia el Noreste de la región, donde existe un relleno de sedimentos del Valle Interandino sobre la Formación Río Cala. Esto coincide con las descripciones de Bernard et al. (2011), dado que las anomalías negativas de este sector se pueden asociar a los depósitos coluviales y sedimentos volcánicos que descansan sobre el basamento del complejo volcánico. Asimismo, este sector de anomalías mínimas de gran extensión coincide en el punto intersección de las fallas Azufra y Chachimbiro, el cual ha sido definido por Pilicita (2016) como el área de mayor permeabilidad con base a la baja resistividad aparente registrada por medio del estudio magnetotelúrico.

En función de los reportes en campañas de exploración, se conoce que existe una zona fracturada de la formación Río Cala por acción de la falla Azufra, a una profundidad de 1.800 metros. Adicionalmente, Tipantásig (2017) destaca en el mapa geológico regional del Complejo Volcánico Chachimbiro, el contacto de la Formación Río Cala con la falla Natividad mediante una estructura dextralmente fallada en dirección Este-Noreste. Este evento ocurre a lo largo de la ubicación $78,33^{\circ}$ Oeste y $0,44^{\circ}$ Norte, sin embargo, no es evidente ni apreciable mediante el mapa de anomalías de Bouguer total.

La mayor exposición de la Formación Natividad posee un rango de anomalías de Bouguer comprendido entre -90 mGal y -150 mGal, ubicado al Sureste del domo volcánico Hugá “CH-3”, el cual posee las anomalías máximas del complejo volcánico. Estos mínimos pueden estar asociados a la secuencia sedimentaria descrita por CELEC EP (2018), rica en areniscas, turbiditas y arcillas intercaladas con capas de lavas y tobas.

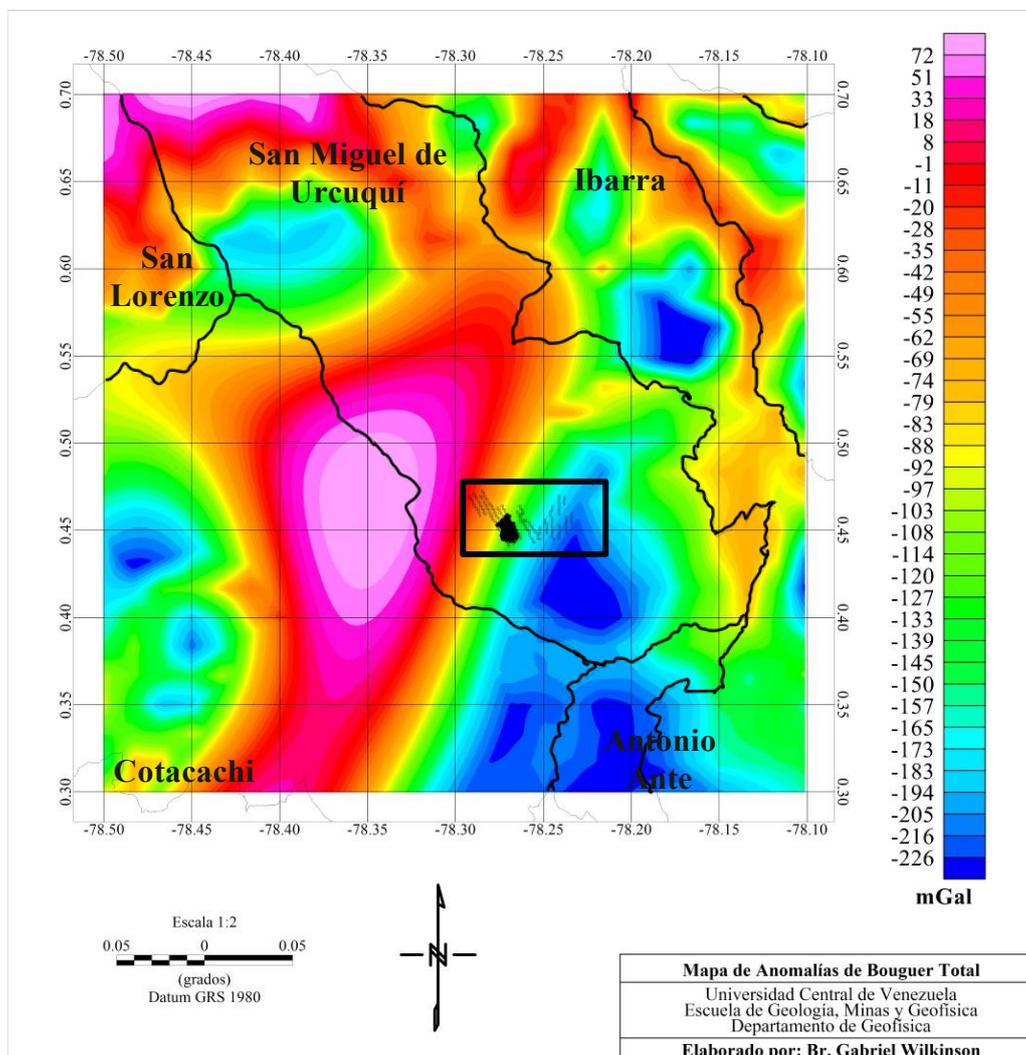


Figura 6.8. Anomalía de Bouguer Total de datos satelitales de la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

6.5 Mapa de Anomalías de Bouguer local

Las figuras 6.9 y 6.10 corresponden a la anomalía de Bouguer simple y Bouguer total para la ventana de estudio local que se utilizó para el Complejo Volcánico Chachimbiro, en los cuales se reflejan las estaciones de adquisición por ambas universidades citadas. De esta manera, se puede confirmar en mayor detalle la relación entre los cuerpos del complejo volcánico y las estructuras geológicas locales mencionados anteriormente.

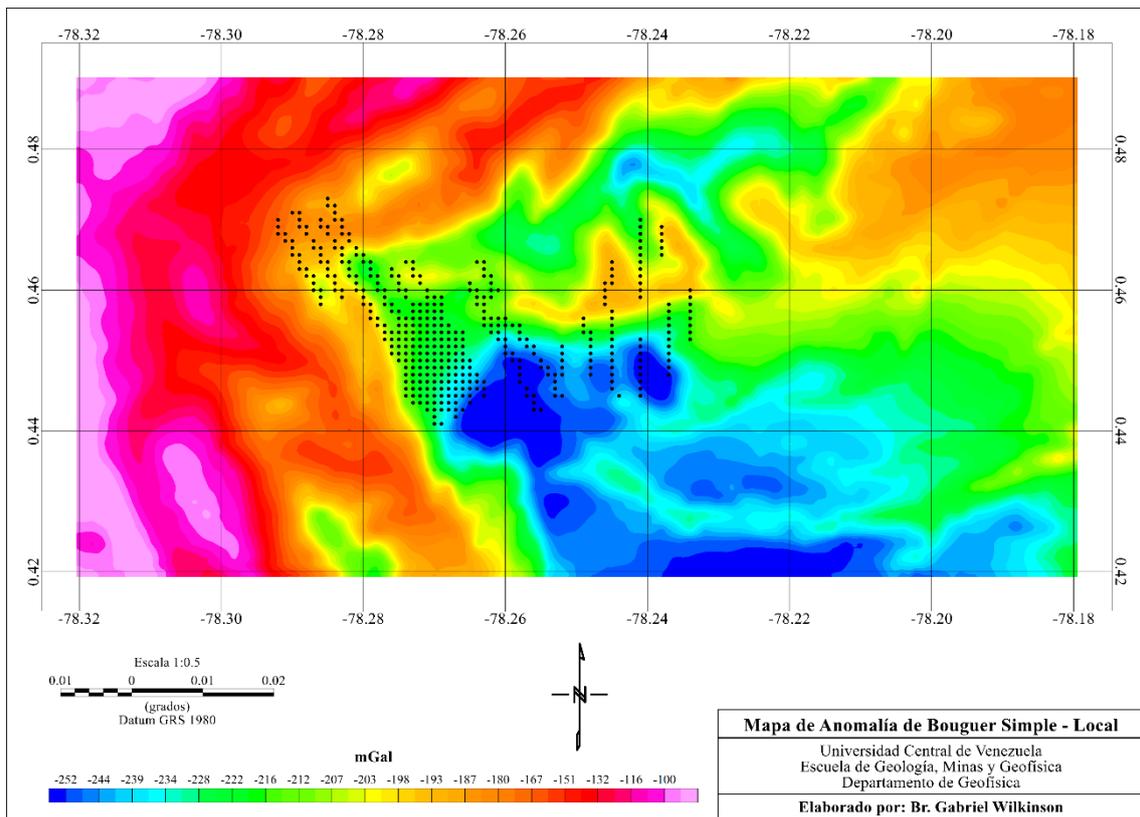


Figura 6.9. Anomalia de Bouguer Simple de datos satelitales de la zona de estudio en el Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

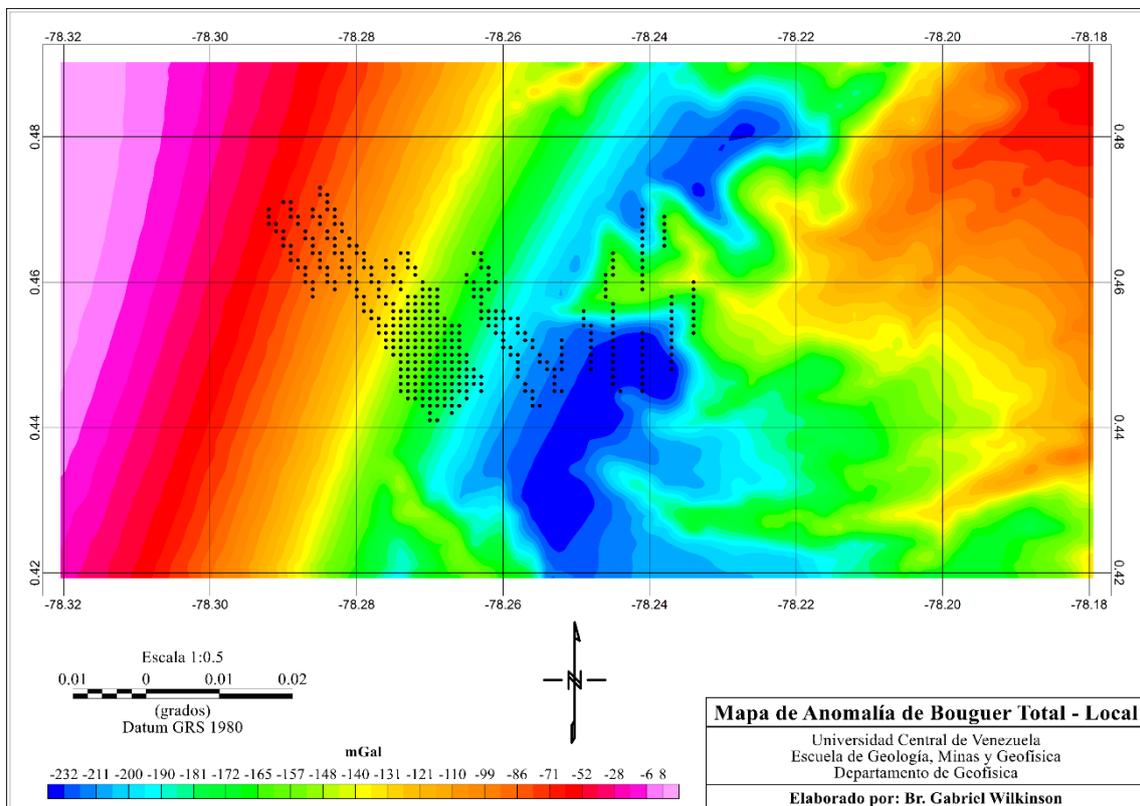


Figura 6.10. Anomalia de Bouguer Total de datos satelitales de la zona de estudio en el Complejo Volcánico Chachimbiro, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

6.6 Mapa de Anomalías de Bouguer del Complejo Volcánico Chachimbiro

La figura 6.11 corresponde a la anomalía de Bouguer total parametrizada para los mismos puntos de control empleados en la adquisición de intensidades magnéticas terrestres para el área estudiada por el equipo de la Universidad Yachay Tech, los cuales se muestran en el mapa mediante círculos. A través de este acercamiento que se originó gracias a los datos de ETOPO1 y EIGEN-6C4, los cuales poseen 200 metros de resolución, se evidencia que los contrastes descienden en magnitud en sentido NW-SE. Asimismo, es apreciable que todos los rangos de valores de anomalía de Bouguer se extienden en sentido NE-SW, con una dirección preferencial de N45W, entre -110 mGal y -160 mGal.

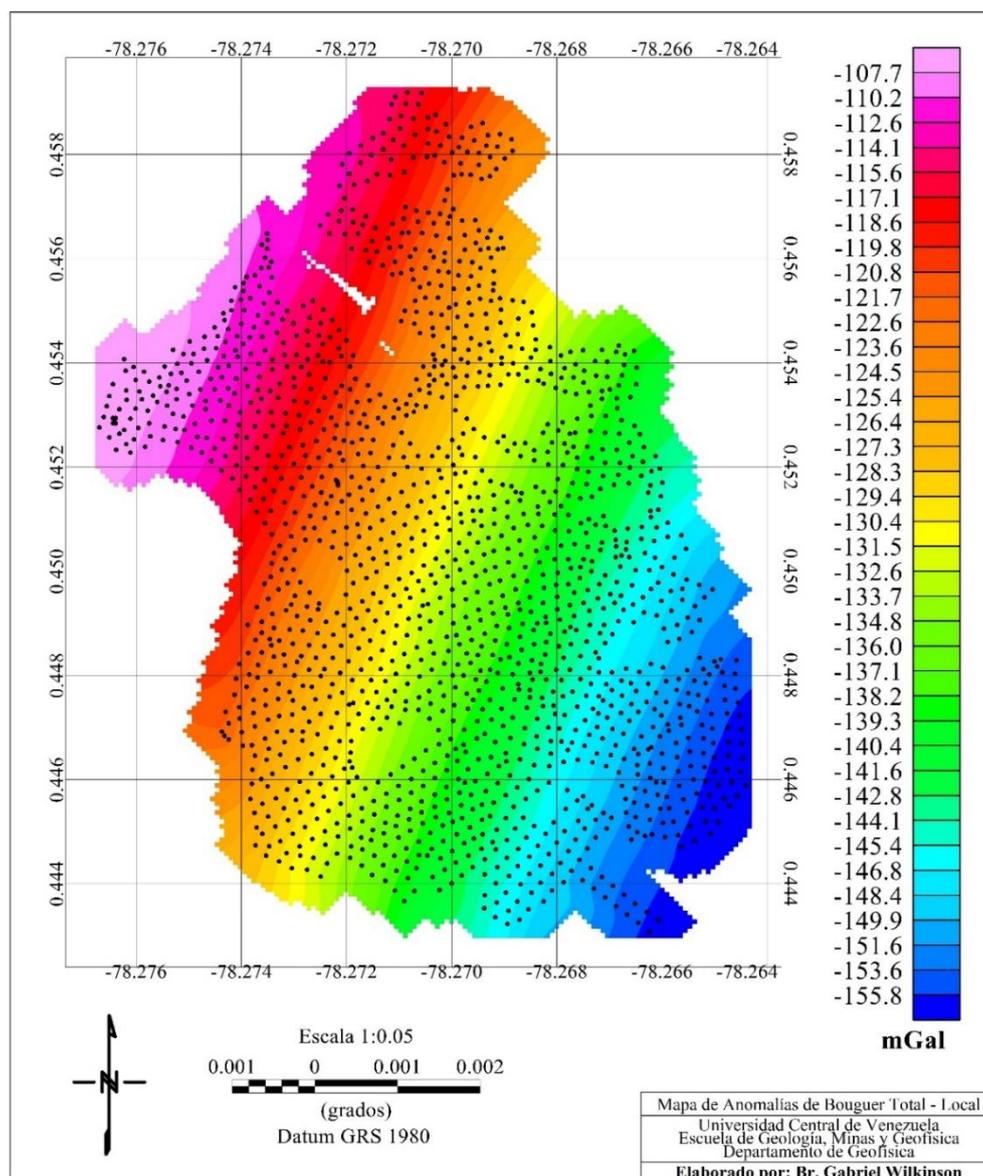


Figura 6.11. Anomalía de Bouguer Total para la zona de estudio de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

Con base a la misma metodología, se muestra la figura 6.12 que corresponde a la anomalía de Bouguer total parametrizada para los mismos puntos de control empleados en la adquisición de intensidades magnéticas terrestres para la zona completa estudiada por el equipo de la Universidad Central del Ecuador; señalados en el mapa mediante círculos. A través de este acercamiento, también se evidencia que los contrastes descienden en magnitud en sentido Noroeste hacia Sureste. Asimismo, es apreciable que todos los rangos de valores de anomalía de Bouguer se extienden en sentido Noreste-Suroeste, con una dirección preferencial de N45W, entre -25 mGal y -213 mGal. Debido a que existe mayor cobertura de extensión terrestre, se puede corroborar que las zonas más accidentadas y montañosas en superficie poseen mayor densidad en el subsuelo, permitiendo compensar con el valor esperado. De igual forma, en el margen nororiental se encuentran los domos volcánicos de Albuji y Hugá, catalogados como la tercera edificación del Complejo Volcánico Chachimbiro, por lo que mayormente puede existir una estructura densa, aunque pequeña, que cause mayores anomalías en función de la profundidad estimada. Aunque un estudio de anomalías gravimétricas satelitales no ofrece la mayor proyección ni detalle debido a la poca resolución que se pueda ofrecer, es importante tener en cuenta estos resultados para poder justificarlos con base al contexto estructural de la cordillera occidental del Ecuador.

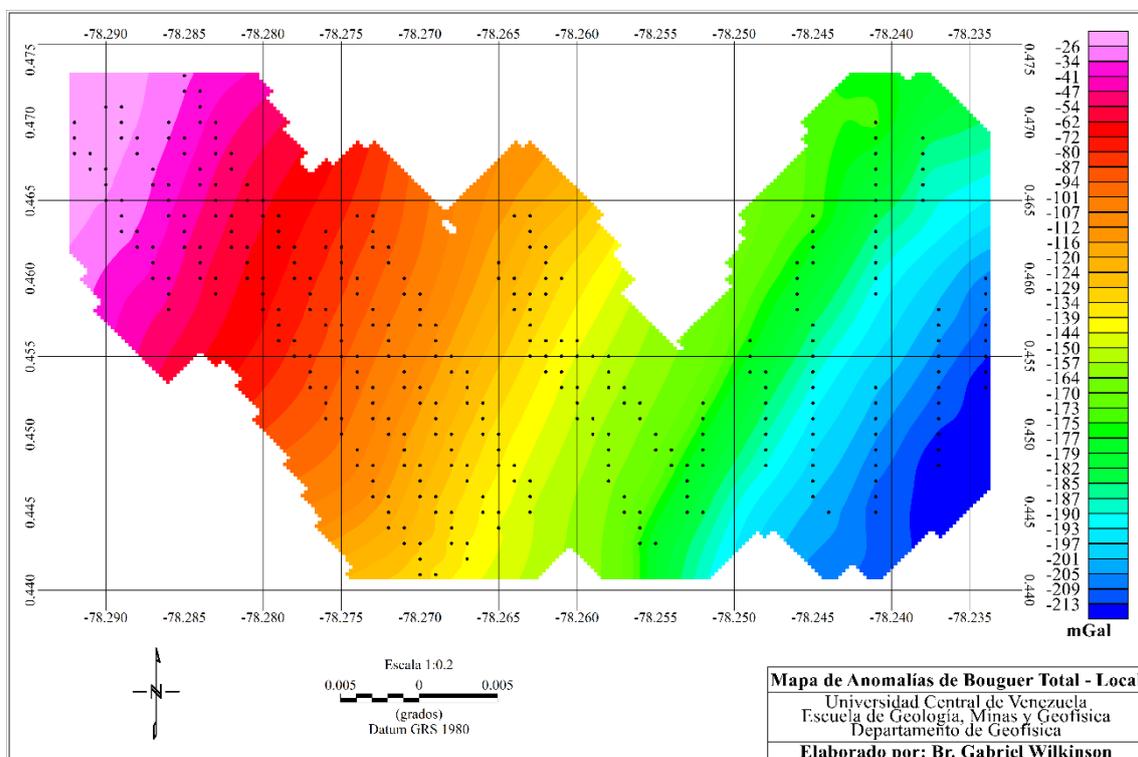


Figura 6.12. Anomalía de Bouguer Total para la zona de estudio de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

La figura 6.13 corresponde a la anomalía de Bouguer total parametrizada para los mismos puntos de control empleados en la adquisición de intensidades magnéticas terrestres para el área de la Universidad Central del Ecuador, con la diferencia de haber integrado inicialmente los datos con los del DEM perteneciente al modelo SRTM GL 1, debido a que éste ofrece mayor resolución, de 30 metros por estación, y puede destacar rasgos que no pueden apreciarse con el modelo de ETOPO1 que cuenta con un espaciamiento de 200 metros por estación; esto último puede generar mayor o menor incertidumbre cuando se interpolan las coordenadas del estudio magnético terrestres con las propiedades de las coordenadas de datos gravimétricos satelitales.

A diferencia del mapa anterior, este nuevo destaca una estructura que se espera observar, la cual está ubicada en el borde nororiental del perímetro de adquisición. Éste puede estar directamente relacionado con el domo Chachimbiro, perteneciente a la última edificación del complejo volcánico, gracias a su forma de arco cuyos bordes poseen orientación hacia el norte, con magnitudes comprendidas entre -170 mGal y -150 mGal.

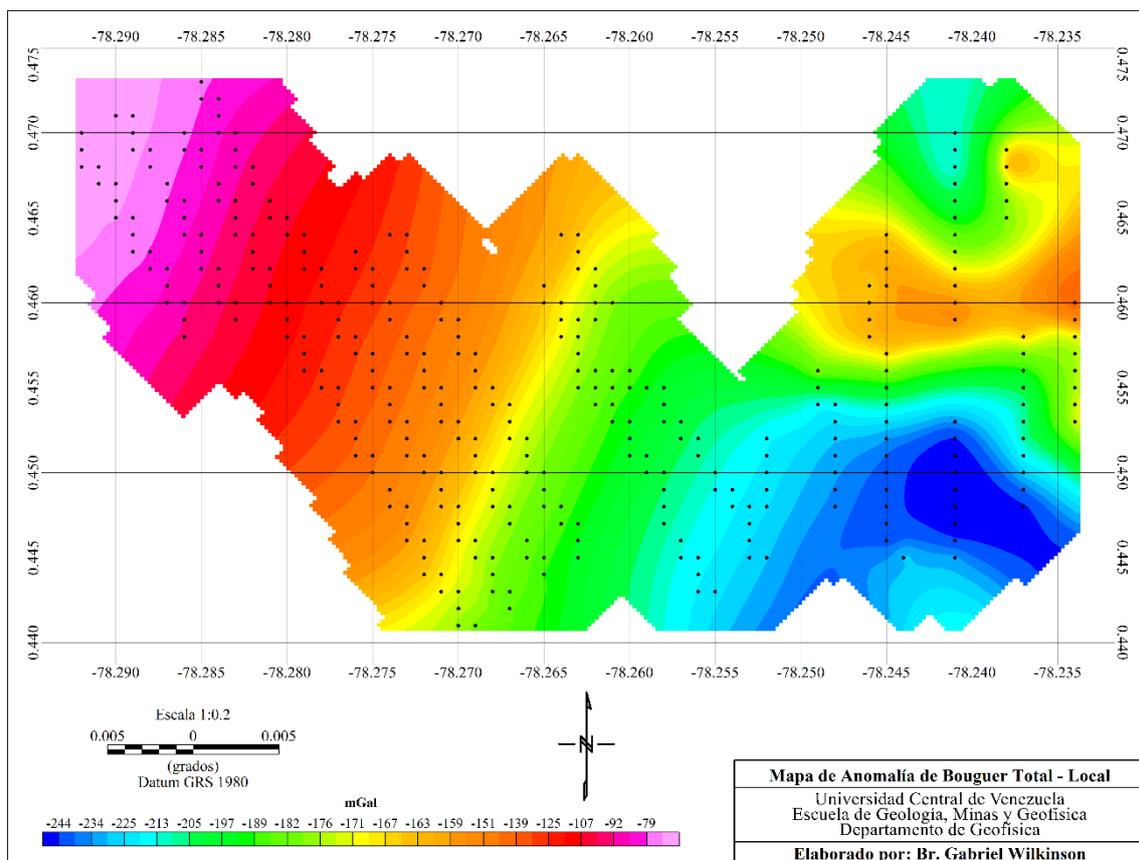


Figura 6.13. Segunda propuesta de anomalía de Bouguer Total para la zona de estudio de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

6.6 Anomalías Geomagnéticas

Las figuras 6.14, 6.15 y 6.16 muestran el mapa del campo geomagnético de referencia internacional (IGRF) para noviembre del año 2020, la inclinación y declinación magnética de la ventana de estudio. En el mapa de IGRF se observa un rango de valores de 28.843 nT a 29.017 nT, incrementando de Sur a Norte en dirección Suroeste a Noreste. Asimismo, se observa que la estructura del Complejo Volcánico Chachimbiro percibe valores entre 28.870-28.960 nT, siendo éstas las magnitudes intermedias del rango comprendido para la ventana regional de estudio. De forma análoga, se evidencia que los mínimos se encuentran en la sección Sur, entre Cotacachi y Antonio Ante, mientras que los máximos se ubican al Norte entre San Miguel de Urucuquí, Ibarra y la Provincia de Esmeraldas. Específicamente en la zona de adquisición dentro del Complejo Volcánico Chachimbiro, atribuida a Yachay Tech, los datos de intensidades magnéticas satelitales varían entre 28.903,22 nT y 28.909,61 nT, aumentando en sentido Sur-Norte (figura 6.17).

En su mapa de inclinación magnética, las isoclinas varían de $21,31^{\circ}$ a $21,94^{\circ}$ e incrementan de Sur a Norte. De este modo, al analizar las ciudades más importantes asociadas directamente a Chachimbiro, se observa que en San Miguel de Urucuquí existe un rango de inclinación magnética entre $21,43^{\circ}$ - $21,94^{\circ}$, mientras que en Cotacachi varía entre $21,31^{\circ}$ - $21,79^{\circ}$. Específicamente en la zona de adquisición dentro del Complejo Volcánico Chachimbiro, existe un rango de inclinación magnética entre $21,53^{\circ}$ y $21,33^{\circ}$ que aumenta en sentido Sur-Norte (figura 6.18).

Por último, en el mapa de declinación magnética, se observan las isógonas con un rango de $-4,39^{\circ}$ a $-4,11^{\circ}$ que aumentan a lo largo de la orientación Este-Oeste. En vista de ello, se observa que Ibarra posee las menores declinaciones magnéticas entre $-4,39^{\circ}$ y $-4,28^{\circ}$, mientras que Cotacachi percibe las mayores en el rango de $-4,25^{\circ}$ y $-4,11^{\circ}$. En esta sección dentro del Complejo Volcánico Chachimbiro, existe un rango de declinación magnética entre $-4,27^{\circ}$ y $-27,26^{\circ}$ que aumenta en sentido Este-Oeste (figura 6.19).

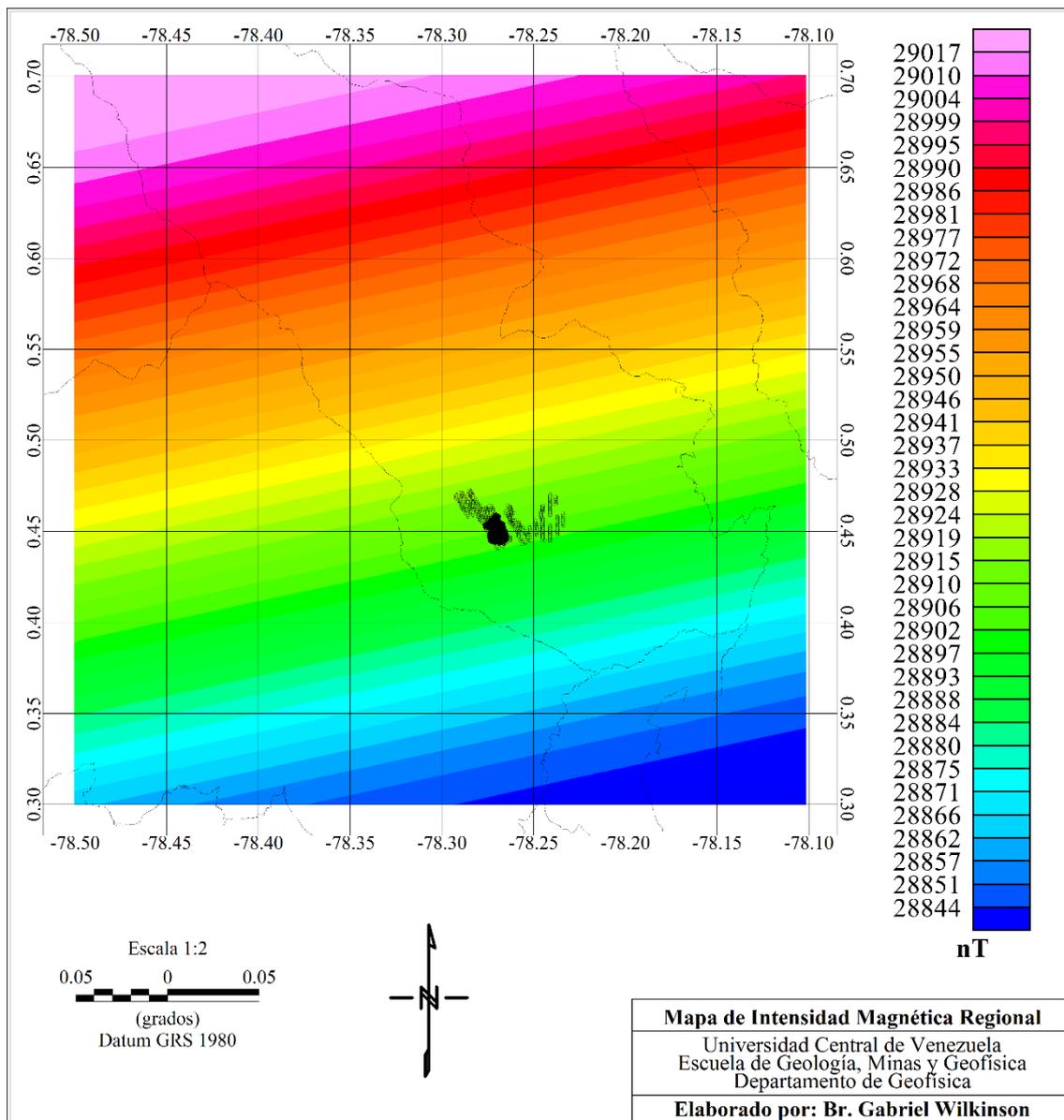


Figura 6.14. Mapa de intensidad magnética regional para noviembre del año 2020 en la zona de estudio en la Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

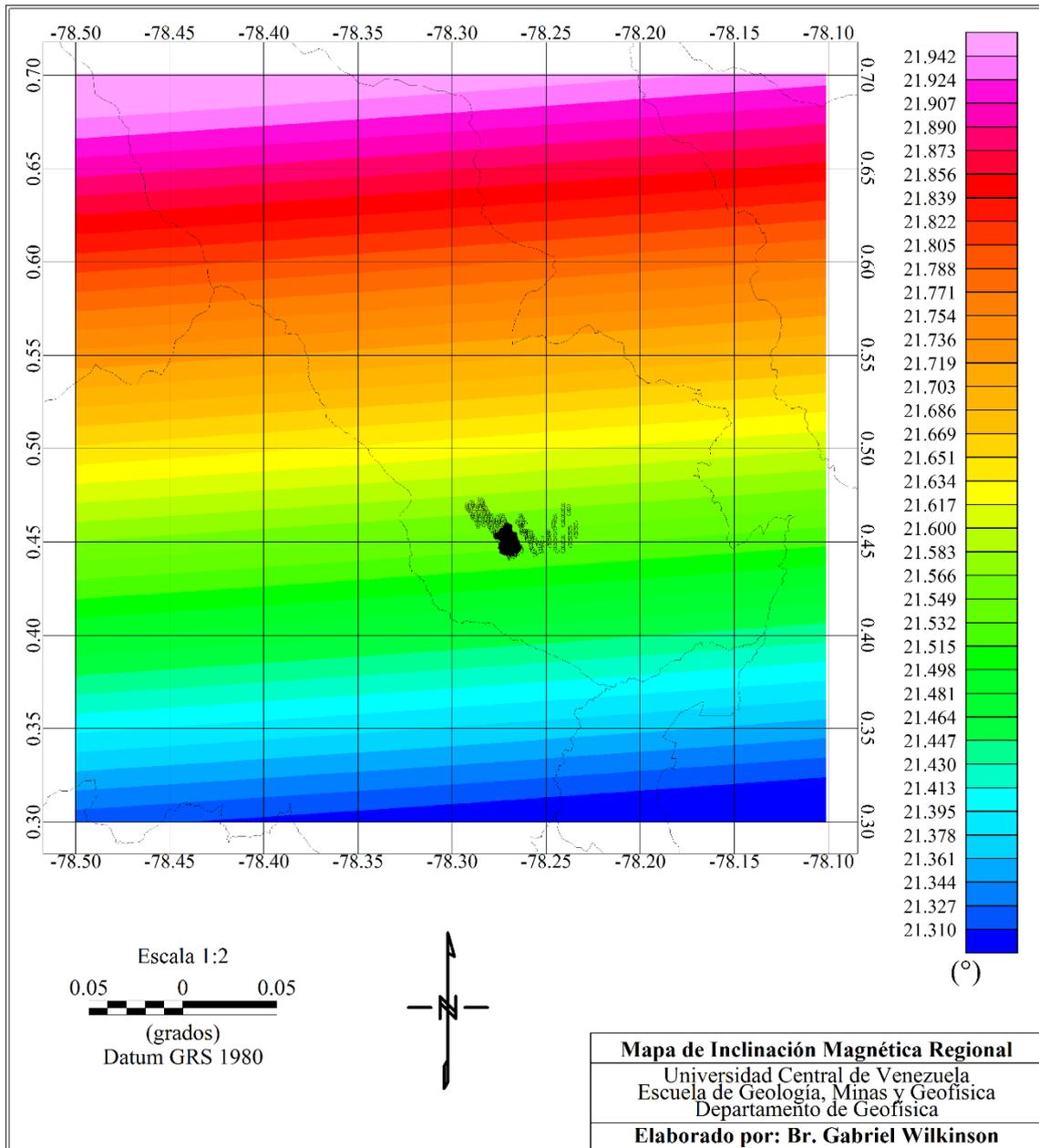


Figura 6.15. Mapa de inclinación magnética regional para noviembre del año 2020 en la zona de estudio en Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

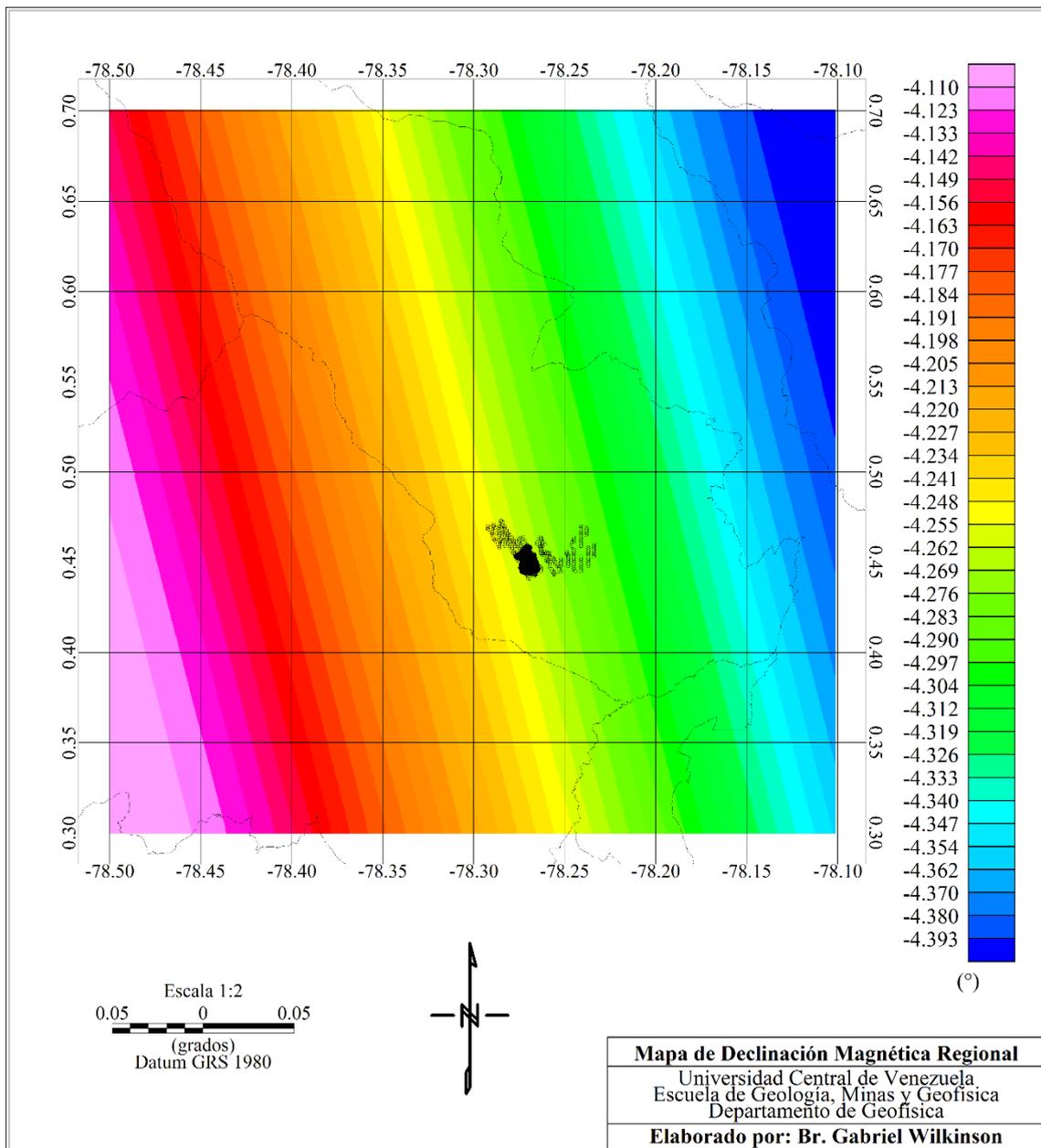


Figura 6.16. Mapa de declinación magnética regional para noviembre del año 2020 en la zona de estudio en Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

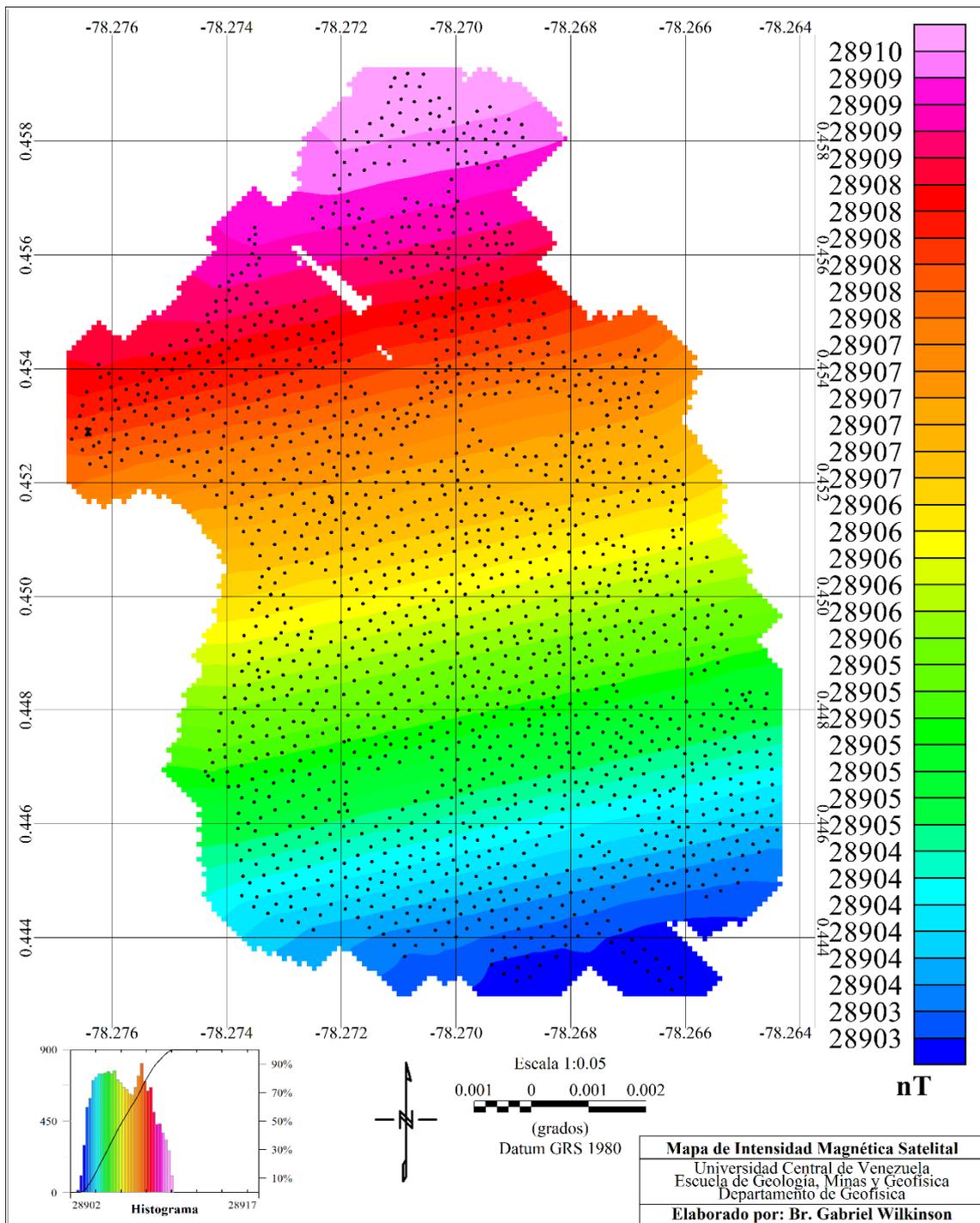


Figura 6.17. Mapa de intensidad magnética (IGRF) para noviembre del año 2020 para el área de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

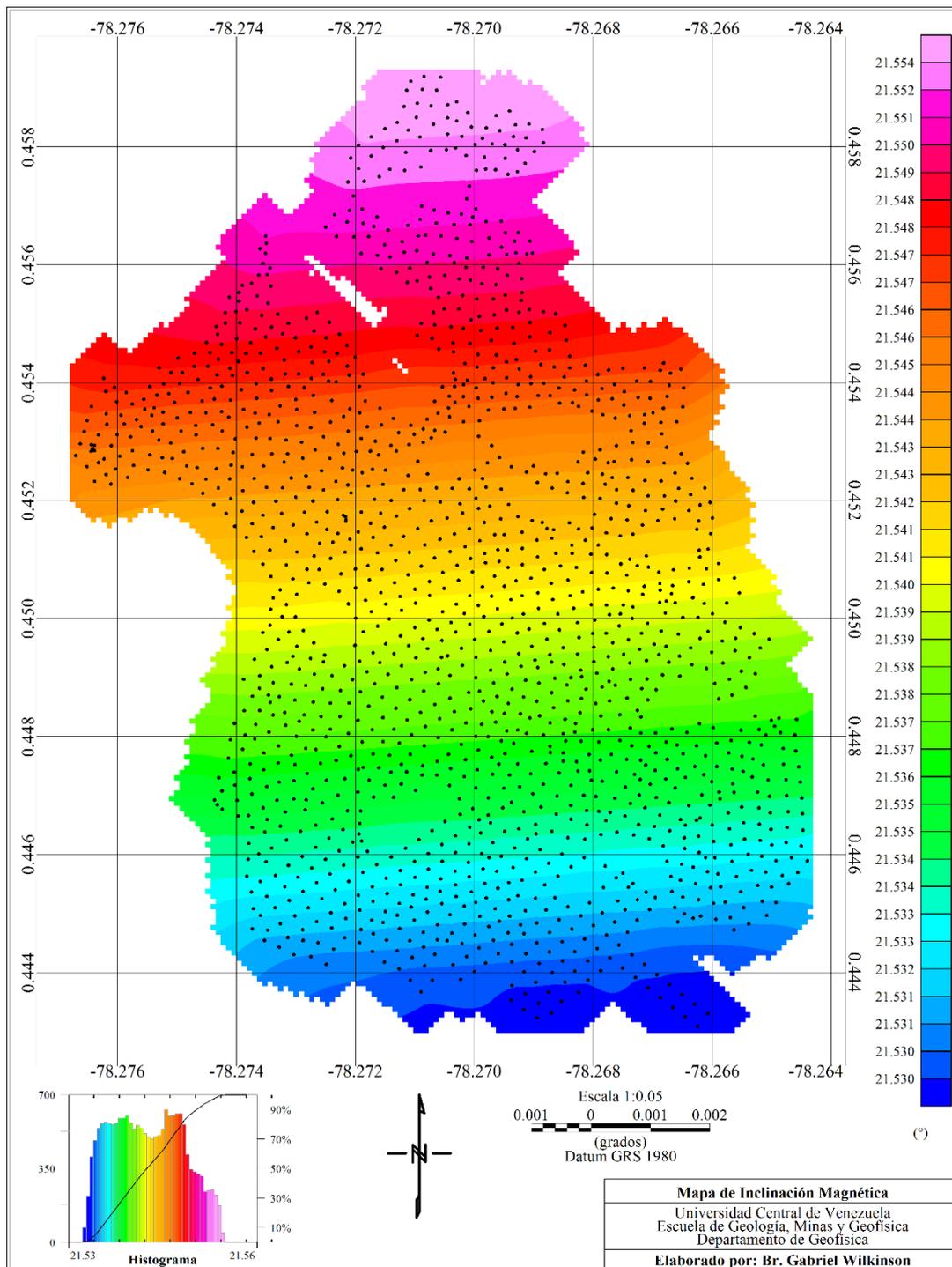


Figura 6.18. Mapa de inclinación magnética para el área de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

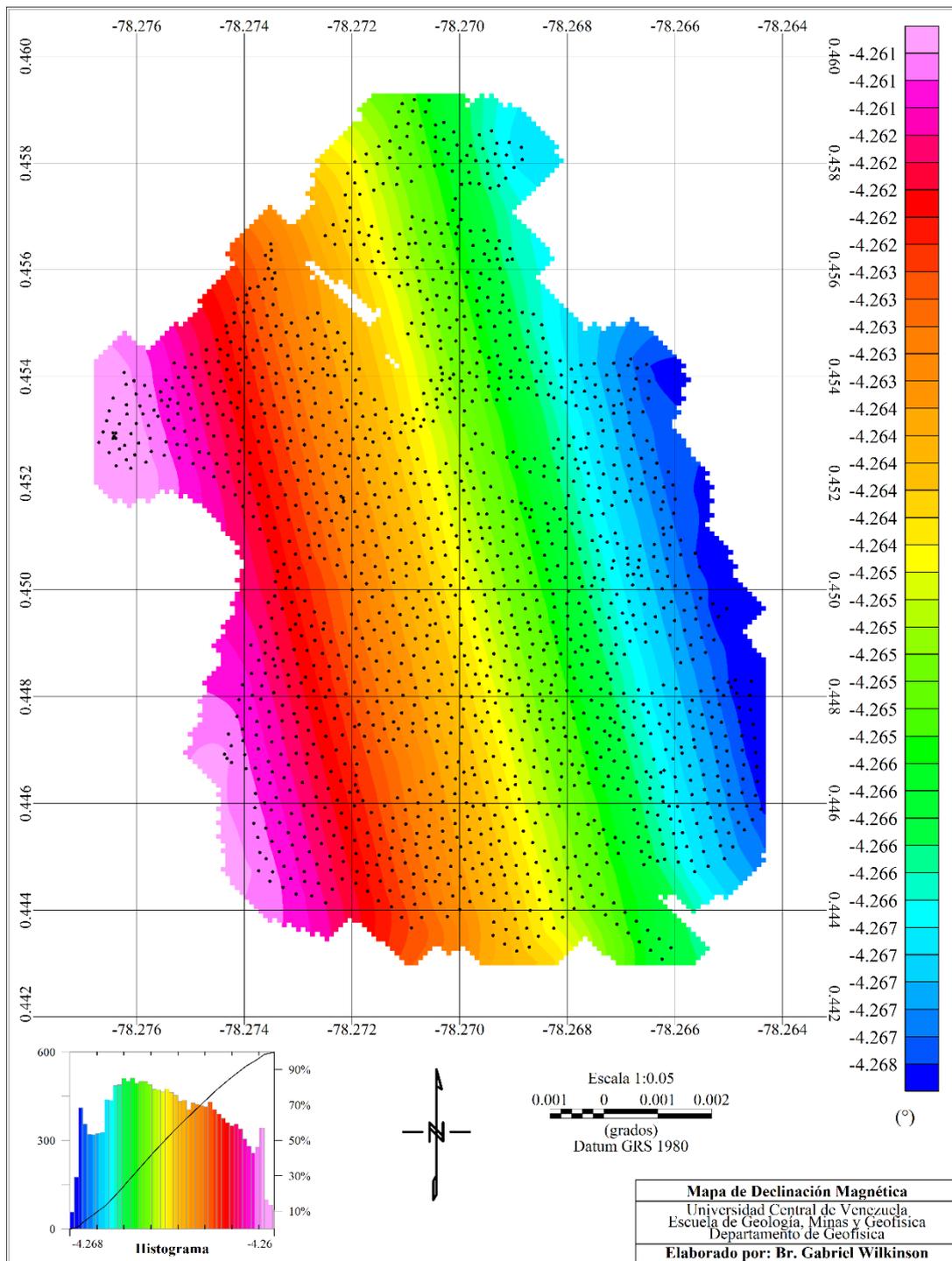


Figura 6.19. Mapa de declinación magnética para el área de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

En adición a la sección atribuida al estudio realizado por el equipo de Yachay Tech, se encuentra el área mayor asociada al estudio ejecutado por el equipo de la Universidad Central del Ecuador. Para éste, resaltando que igualmente pertenecen al Complejo Volcánico Chachimbiro, se tiene que los datos estimados para noviembre del

año 2020 poseen un rango de intensidades magnéticas satelitales que varía entre 28.901,43 nT y 28.916,17 nT, aumentando en sentido Sur-Norte (figura 6.20). En relación a esta zona de adquisición dentro del complejo volcánico, se observa que para dicha fecha existe un rango de inclinación magnética que varía entre 21,53 nT y 21,58 nT, aumentando en sentido Sur-Norte (figura 6.21). Por último, en el mapa de declinación magnética se observa que varía entre de $-4,29^{\circ}$ a $-4,25^{\circ}$ con aumento en sentido Este-Oeste (figura 6.22).

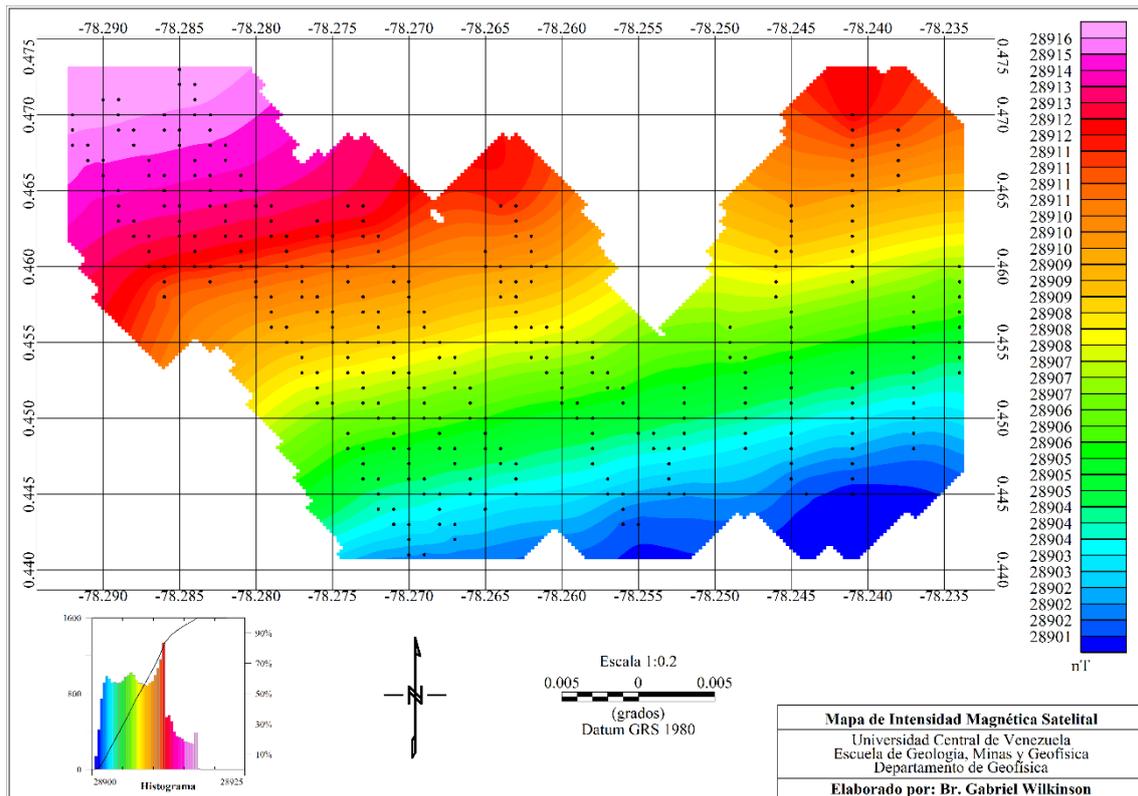


Figura 6.20. Mapa de intensidad magnética (IGRF) para noviembre del año 2020 para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

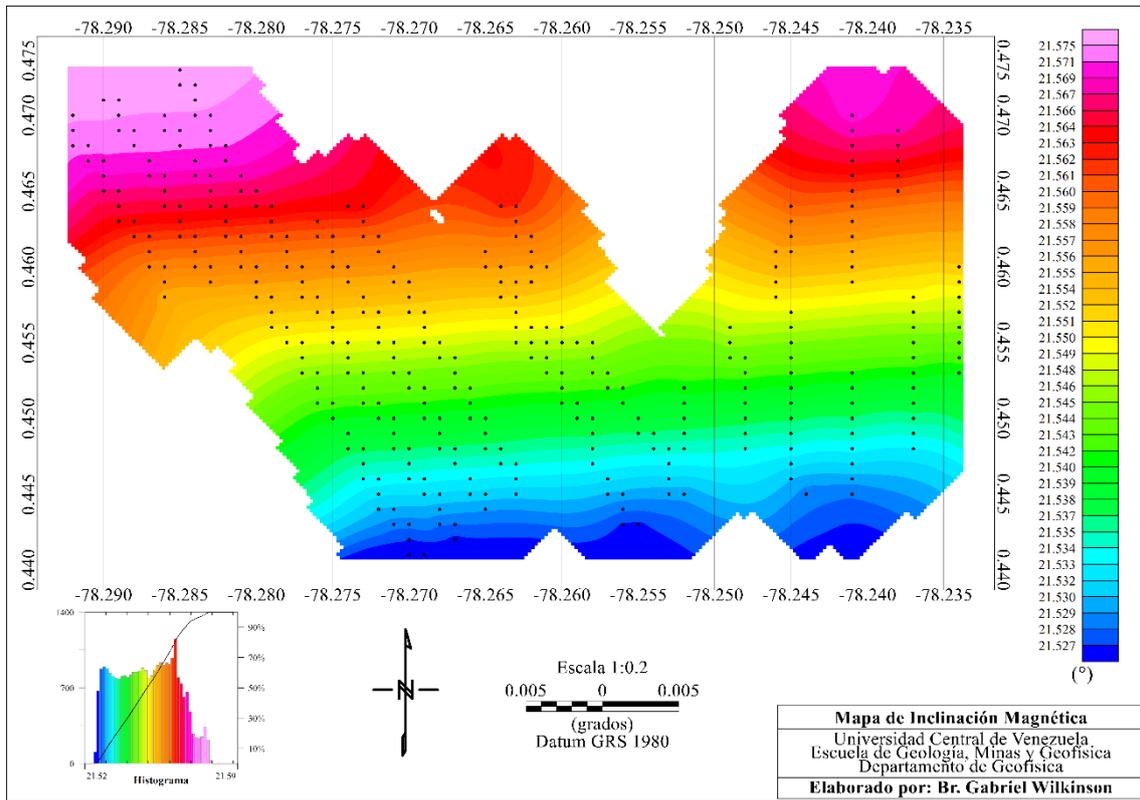


Figura 6.21. Mapa de inclinación magnética para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

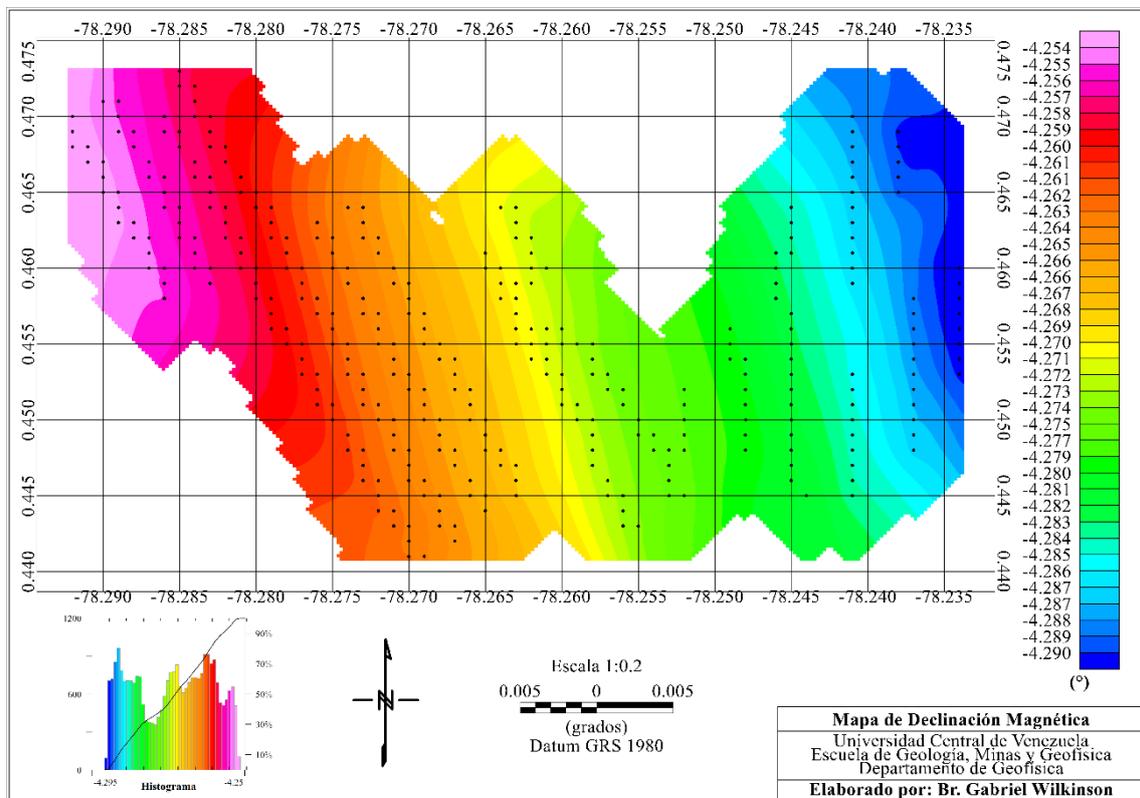


Figura 6.22. Mapa de declinación magnética para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

En la figura 6.23 se muestra el mapa de las intensidades magnéticas terrestres, obtenido a través de los datos adquiridos por Yachay Tech en el Complejo Volcánico Chachimbiro. Como resultado, se evidencia un mínimo de 28.688 nT y un máximo de 29.210 nT, existiendo una variación preferencial de mayores magnitudes entre las longitudes 78,266° a 78,276° Oeste y las latitudes 0,452° a 0,459° Norte. Inferior a las latitudes mencionadas anteriormente, ocurren constantes variaciones de intensidades magnéticas que en promedio varían entre 28.938 nT y 28.988 nT. Sin embargo, la tendencia de intensidades en la zona occidente del área local se incrementa en la parte más montañosas mientras que desciende a menor altitud hasta alcanzar el mínimo de la intensidad registrada en dirección Sureste.

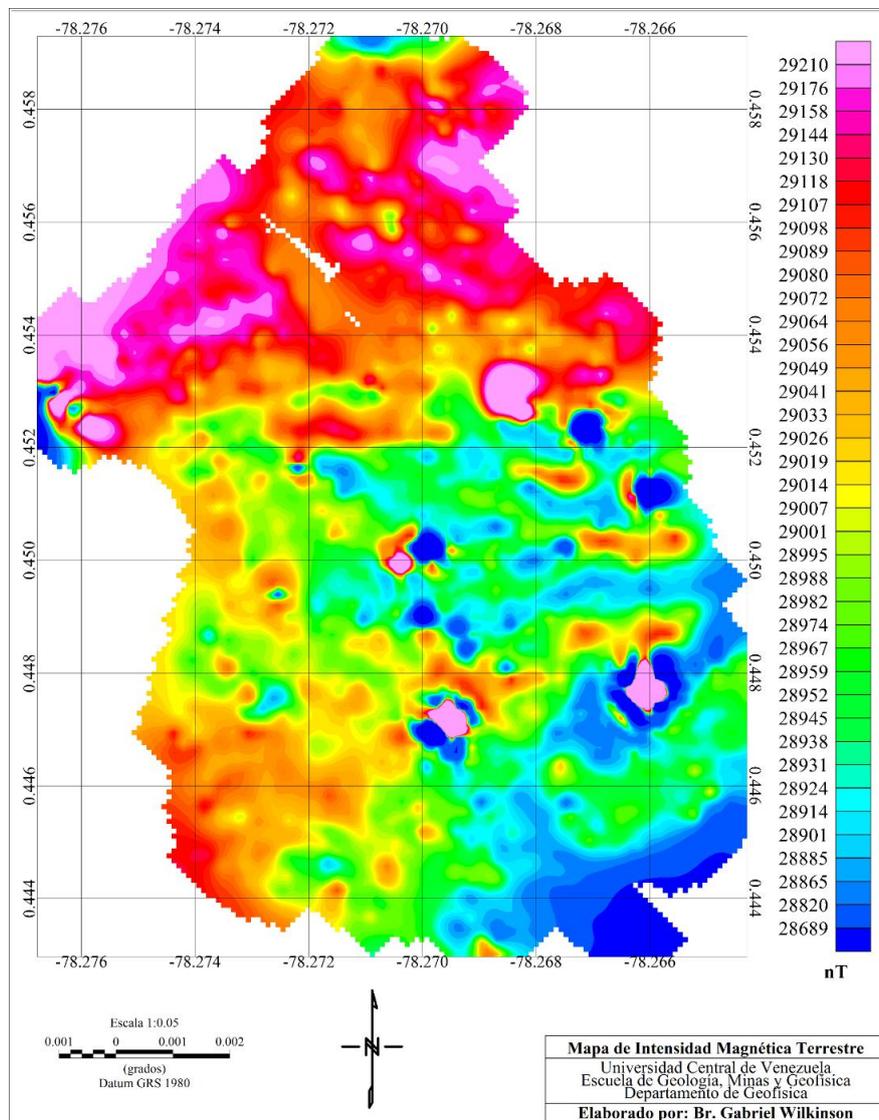


Figura 6.23. Mapa de intensidad magnética terrestre para el área de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

En la figura 6.24 se muestra el mapa de anomalías magnéticas del área comprendida para el Complejo Volcánico Chachimbiro, cuyos datos están relacionados a la campaña de Yachay Tech. Éste exhibe una misma distribución de contrastes de magnitudes al resultante de intensidades magnéticas terrestres. Se evidencia un mínimo de -214 nT y un máximo de 301 nT, existiendo una variación preferencial de mayores magnitudes entre las longitudes 78,266° a 78,276° Oeste y las latitudes 0,452° a 0,459° Norte.

Éstas pueden dividirse en tres secciones anómalas características para la región de estudio local. La primera sección comprendida entre las longitudes 78,266° a 78,276° Oeste y 0,450° a 0,454° Norte, cuyas magnitudes tienden de valores intermedios altos a máximos comprendidos entre 250 nT y 301 nT, siendo la dirección Noroeste la de mayor acumulación de anomalías máximas superiores a 250 nT sin contar con alguna orientación preferencial. La segunda sección comprendida entre las longitudes 78,270 a 78,274° Oeste y latitudes 0,444° a 0,452° Norte, ubicada en la región Centro-Oeste de la ventana local, comprende valores intermedios altos a intermedios bajos entre 40 nT y 235 nT, siendo la dirección Suroeste la de mayor acumulación de anomalías máximas entre 134 nT y 210 nT, donde la orientación preferencial se asemeja al sentido Noroeste-Sureste. Por último, la tercera sección comprendida entre las longitudes 78,270°-78,264° Oeste y latitudes 0,444° a 0,452° Norte, ubicada en la región Centro-Este de la ventana local, comprende valores intermedios bajos a mínimos de anomalías magnéticas entre -214 nT y 40 nT, siendo la dirección Sureste la de mayor acumulación de anomalías mínimas inferiores a -20 nT, donde la orientación preferencial se asemeja al sentido Noreste-Suroeste.

Todas las estaciones para las cuales se calculó dicha anomalía magnética, se encuentran sobre la segunda fase de edificación del Complejo Volcánico Chachimbiro, referido como Tumbatú. Esta unidad se destacó por su explosividad y actividad volcánica extrusiva de domos dacíticos y andesíticos. Adicionalmente, existen concentraciones y fuertes contrastes de anomalías negativas que yacen en el sector Sureste, posiblemente por la composición de rocas sedimentarias correlacionadas con turbiditas, con anomalías positivas asociadas a rocas volcanoclásticas en menor proporción.

El área destacada en la segunda sección descrita en el mapa de anomalías magnéticas, se aproxima a dos fuentes de emanaciones de gas pertenecientes a la Formación Natividad. En esta zona, las magnitudes varían entre valores intermedios

altos a intermedios bajos debido al dominio de rocas volcanoclásticas. Por otra parte, la primera y la tercera sección se encuentra separadas en el centro del área por la Quebrada Chachimbiro, en el sector de Las Termas, lugar en el cual afloran capas delgadas de cherts negros y lodolitas. No menos importante, la región centro del área de estudio terrestre yace sobre las fallas Azufral y Pijumbí que comprenden el Sistema de Falla Chachimbiro, el cual no está vinculado a manifestaciones de aguas termales ni emanaciones de gas para dicha sección local.

La primera sección se caracteriza por las máximas anomalías magnéticas, se aproxima al Hugá del complejo volcánico, el cual es un domo dacítico rico en piroclastos andesíticos.

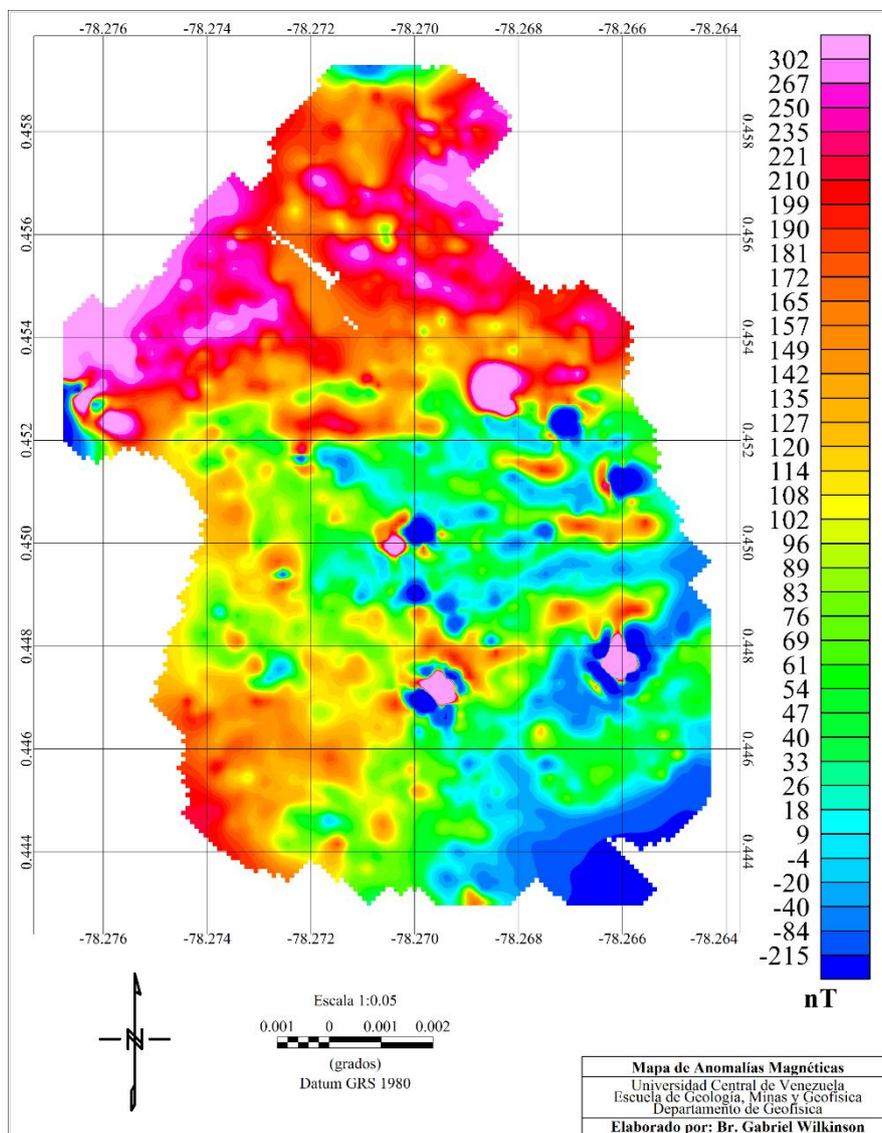


Figura 6.24. Mapa de anomalías magnéticas terrestres para el área de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

En la figura 6.25 se muestra el mapa de las intensidades magnéticas terrestres, obtenido a través de los datos adquiridos por el equipo de la Universidad Central del Ecuador en el Complejo Volcánico Chachimbiro. Como resultado, se evidencia un mínimo de 28.461 nT y un máximo de 29.553 nT, existiendo una variación preferencial de mayores magnitudes por arriba de la latitud 0,455° Norte, con focos puntuales en los que se evidencia un dominio particular.

En la sección Sureste del área de estudio se aprecian contornos mínimos de 28.461 nT que se extienden en sentido Este-Oeste en las longitudes 72,235° a 72,260° Oeste en la latitud 0,450° Norte, lo cual corresponde a la parte de menor altitud de la zona. En cambio, en la sección Noroeste coexisten niveles altos, intermedios y bajos de intensidades magnéticas terrestres, siendo esta zona más montañosa y que cuenta con mayor altitud por encima del nivel del mar.

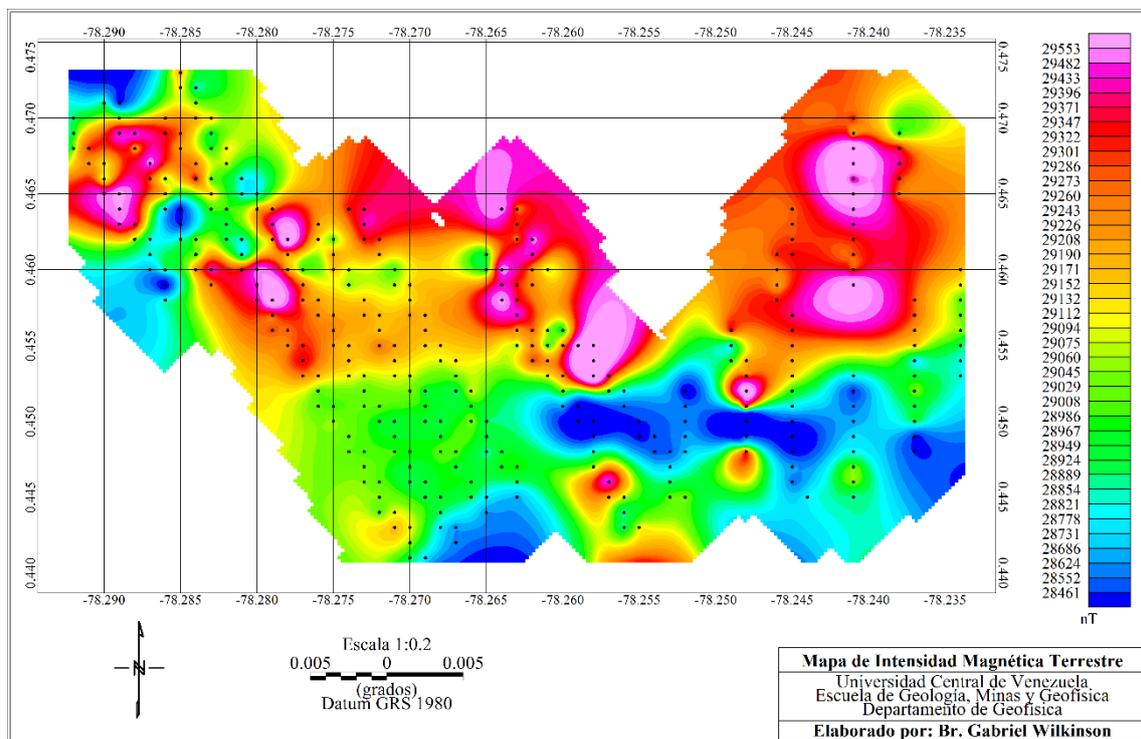


Figura 6.25. Mapa de intensidad magnética terrestre para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

En la figura 6.26 se muestra el mapa de anomalías magnéticas del área ocupada por el Complejo Volcánico Chachimbiro, cuyos datos están relacionados a la campaña de la UCE. Asimismo, exhibe una misma distribución de contrastes de magnitudes a la resultante de las intensidades magnéticas terrestres. A nivel macro se evidencia un mínimo de -444 nT y un máximo de 644 nT.

De forma similar al área analizada y atribuida a Yachay Tech, se puede dividir esta nueva más extensa en tres secciones anómalas que se caracterizan por el dominio de las anomalías presentes. La primera sección comprendida entre las longitudes 78,235° a 78,280° Oeste y las latitudes 0,440° a 0,450° Norte, cuyas magnitudes tienen desde valores intermedios bajos a mínimos de anomalías magnéticas comprendidos entre -444 nT y 150 nT, con la distinción de la mencionada estructura que posee las magnitudes mínimas más importante de la zona. Esta sección anómala extendida en sentido Este-Oeste, parece ser una estructura que define la transición de anomalías intermedias altas hacia el Sur y anomalías máximas hacia el Norte. No menos importante, tanto sus contornos como la orientación dominante se aprecian bordeados y regulados por las quebradas La Banaa y Chachimbiro. Adicionalmente, esta primera sección se caracteriza por pertenecer a Tumbatú, que en su mayoría contiene bloques de sedimentos volcánicos producto de explosiones volcánicas cuaternarias. No menos importante, los focos residuales positivos generan un fuerte contraste que puede estar relacionado a pequeñas unidades de rocas andesíticas que pudieran contener minerales de susceptibilidad magnética moderada debido a minerales ferromagnéticos.

La segunda sección comprendida entre las longitudes 78,255° a 78,290° Oeste y latitudes 0,455° a 0,470° Norte, ubicada tanto en la zona Centro-Norte como Centro-Oeste, conserva valores intermedios altos a máximos en su totalidad, pero con pequeñas proporciones de anomalías magnéticas intermedias bajas a mínimos hacia el extremo noroccidental. El área de la zona noroccidental exhibe una unidad de anomalía magnética superior a 500 nT con forma concéntrica, que se asocia directamente con el tercer evento volcánico compartido durante la tercera fase de edificación, conocido como Albuji, el cual puede relacionarse directamente al domo dacítico que define la estructura extrusiva. En cambio, las anomalías inferiores no poseen contornos ni orientaciones definidas, lo cual puede apreciarse como el límite entre Albuji y Tumbatú, conocido por su abundante presencia de flujos piroclásticos. Adicionalmente, en la parte más céntrica de esta sección existe una transición de anomalías magnéticas intermedias altas a máximas dentro de Tumbatú, cuya orientación no es similar a la estructura representada por las fallas Pijumbí y Azufral. Por último, pero no menos importante, esta zona coincide con la ubicación de un conjunto de alteraciones hidrotermales, evidenciado en las figuras 6.26 y 6.27, correspondientes a los mapas de alteración geoquímica de SYR (2012) y MMTEC (2016) respectivamente. Los rangos intermedios

más someros para esta zona pueden vincularse a la condición propílica epidermal que por naturaleza es abundante en esmectita y clorita.

La tercera y última sección del área yace entre las longitudes 78,235° a 78,255° Oeste y latitudes 0,455° a 0,470° Norte y está ubicada al Noreste del mismo, justo en la posición de la falla Chachimbiro. Posee los valores de anomalías magnéticas más altos de la región, superiores a 360 nT hasta alcanzar los máximos en forma concéntrica. En principio, se conoce que en este punto del Sistema de Falla Chachimbiro existe un control de alteración hidrotermal con fuentes termales calientes basado en la posibilidad de una cámara magmática que alimenta el flujo de calor de esta sección. De igual forma, existen emanaciones de gas entre las longitudes 78,240° a 78,245° Oeste y las latitudes 0,455° a 0,460° Norte, asociados al máximo meridional. En este último punto, debe considerarse que a pesar de haber abundantes bloques de volcanoclastos silicificados y tectonizados, también existen concentraciones de rocas verdes que podrían contener minerales de alto índice de magnetización. Con base a las observaciones realizadas en la Formación Río Cala, habría que estudiar si los fenocristales de piroxeno en rocas verdes están asociados con minerales como la magnetita, para determinar la causa precisa del residual magnetizado. En este sentido, resultaría conveniente evaluar los minerales ferromagnéticos específicos presentes en esta zona, considerando que ha existido un metamorfismo de grado bajo. En cambio, el máximo septentrional que yacen entre las longitudes 78,240° a 78,245° Oeste y las latitudes 0,465° a 0,470° Norte, comparte la zona de transición entre la Unidad Tumbatú y la Formación Río Cala, siendo esta última afectada por la falla Azufral que controla el ascenso de gases tales como hidrógeno (H₂) y metano (CH₄), los cuales son agentes reductores de óxidos metálicos en sistemas geotérmicos y volcánicos e inducen una magnetización gradual mediante la formación de sulfuros, y el ácido sulfhídrico (H₂S) que puede precipitar sulfuros en vetas y contribuir en la mineralización enriquecedora de depósitos metálicos.

Por último, el extremo nororiental de la zona coincide con el domo intrusivo del complejo volcánico conocido como domo Chachimbiro, perteneciente a la Fase IV. Sus contornos poseen valores intermedios altos a bajos, descendiendo desde 300 nT a 150 nT, lo que puede atribuirse a su composición riódacítica y félsica (Bernard *et al.* 2014).

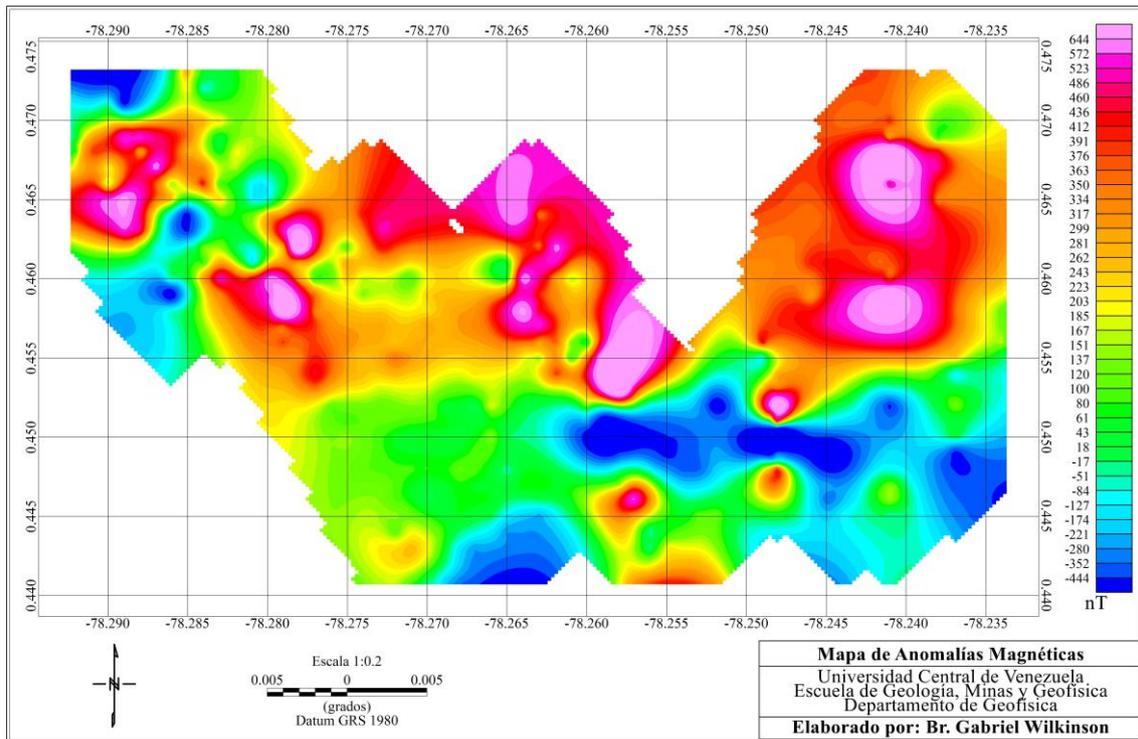


Figura 6.26. Mapa de anomalías magnéticas terrestres para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

Finalmente, se optó por integrar ambas bases de datos para generar un mapa en conjunto que permita representar las anomalías adquiridas por los respectivos equipos de Yachay Tech y UCE. En éste se conservan los contornos descritos anteriormente para la mayor extensión de la zona Sur, mientras que algunos puntos focales máximos en la zona Noroeste y Noreste se suavizan. Al observar detalladamente el área que comprende la zona de estudio referenciada a Yachay Tech, se comprueba que existe buena correlación entre los datos procesados y corregidos (figura 6.27).

Adicionalmente, el único foco máximo de anomalía magnética, de los que se evidenciaron en el estudio de Yachay Tech, que persiste en esta última representación es el ubicado en las coordenadas $-78,265^{\circ}$ Oeste y $0,448^{\circ}$ Norte. Sin embargo, desde el punto de vista geológico y estadístico, es probable que se trate de una lectura anómala durante el proceso de adquisición magnética.

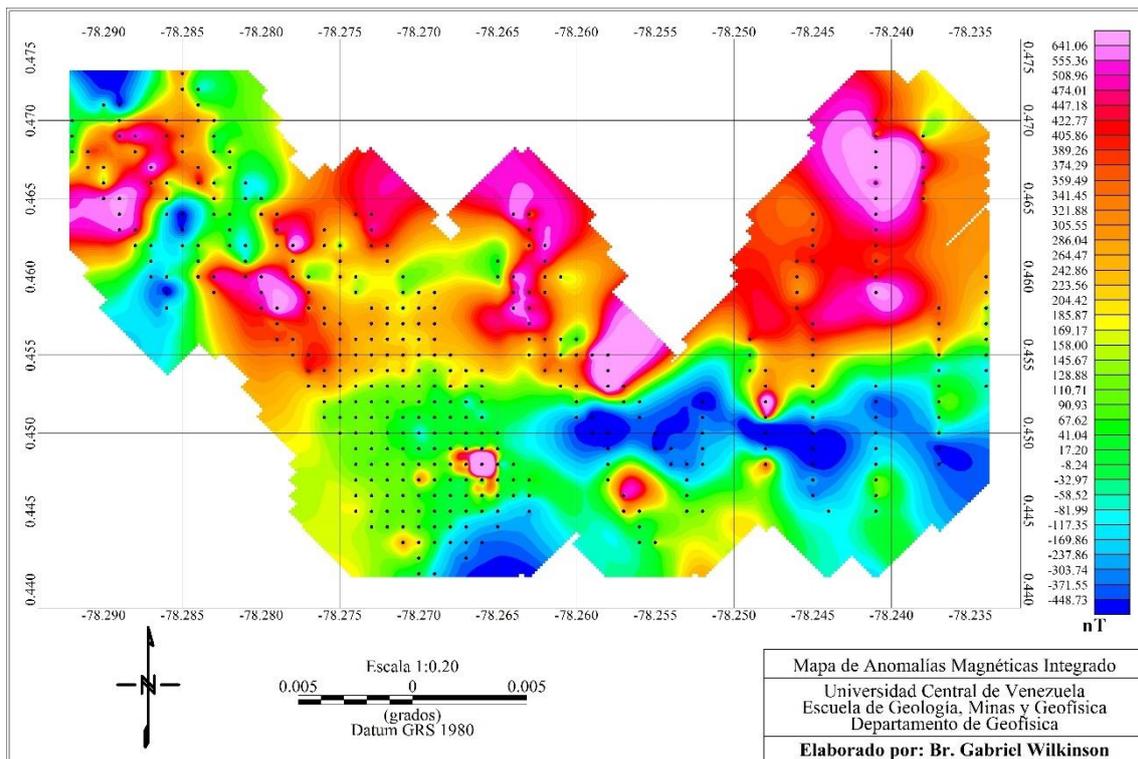


Figura 6.27. Mapa de anomalías magnéticas terrestres integradas en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

6.7 Mapa de reducción al Ecuador Magnético

A modo de remover influencias de la latitud magnética, para así mejorar la interpretación, se realizó la reducción al Ecuador magnético para el mapa referenciado al área estudiada por la UCE (figura 6.28). En este se visualiza que el espectro de anomalías magnéticas posee un máximo de 550 nT y un mínimo de -400 nT. En esta mayor extensión del Complejo Volcánico Chachimbiro se sigue evidenciando uno de los contrastes anómalos pertenecientes originalmente al conjunto de datos magnéticos de Yachay Tech. Tomando en consideración el mismo razonamiento de estudio por secciones, se cuenta con una zona Sur definida mayormente por anomalías intermedias bajas a mínimas, que varían desde 100 nT hasta -400 nT. En este orden de ideas, es notable como el conjunto de anomalías mínimas bordeada por las quebradas La Banaa y Chachimbiro se extiende hacia el Sur, dominando por completo el borde Sureste.

La reducción al Ecuador magnético permitió que los residuales máximos y mínimos de la segunda sección, ubicados en la región nor-centro y noroeste del área, se suavizaran hasta permitir una mejor transición entre anomalías intermedias bajas e intermedias altas. Asimismo, se destaca un máximo alineado con las fallas Pijumbí y Azufra, hasta el punto en el que esta última diverge para formar la falla de

Chachimbiro. Por último, en la tercera sección, equivalente a la zona Noreste del área, se realiza el dominio de los máximos asociados a la Formación Río Cala y el Domo Chachimbiro.

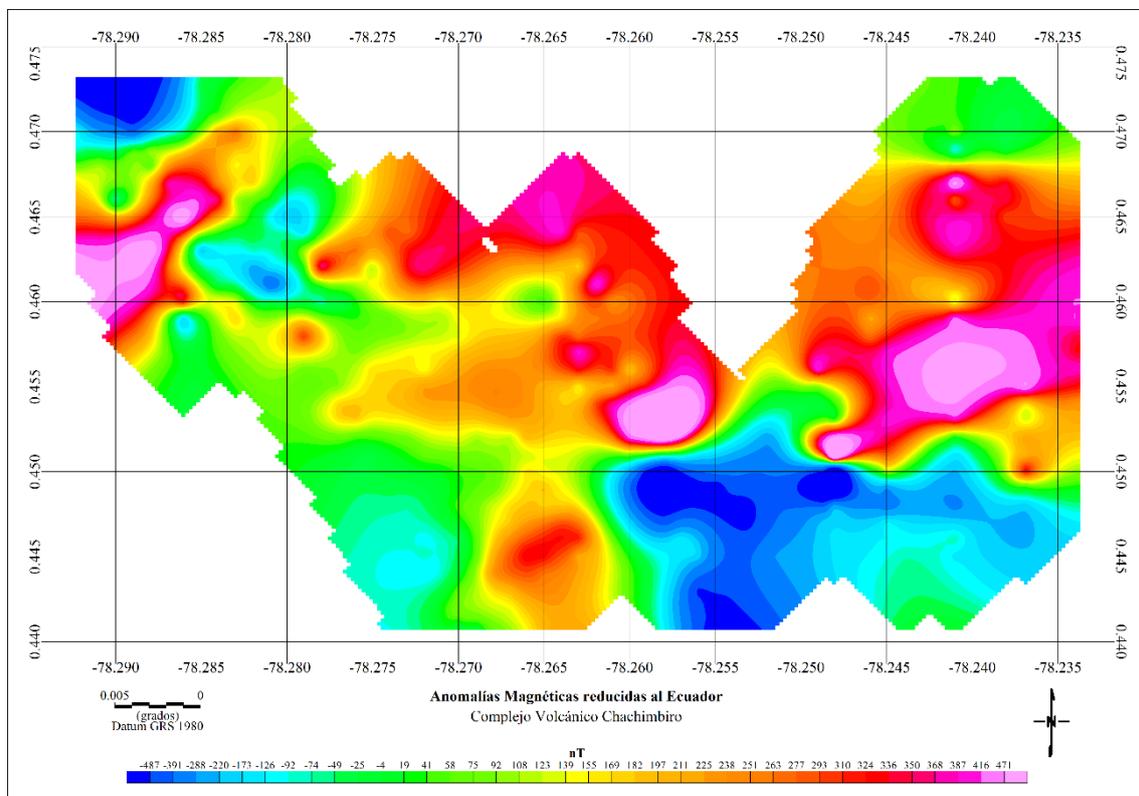


Figura 6.28. Mapa de anomalías magnéticas reducidas al Ecuador para el área de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

CAPÍTULO VII

SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL

Los mapas de anomalías de Bouguer total y de anomalía magnética que se evidencian en las figuras 7.1a y 7.1b, ilustran las respuestas generadas por el conjunto de estructuras geológicas presentes en el subsuelo del área referenciada al trabajo de Yachay Tech. Por otro lado, las figuras 7.2a y 7.2b representan los mapas de anomalías de Bouguer total y de anomalía magnética para la zona más extensa que se relaciona a los datos adquiridos por el equipo de la Universidad Centra del Ecuador.

Las respuestas provenientes de las estructuras de gran tamaño y mayor profundidad se denominan anomalías regionales y están representadas por amplias longitudes de onda, en cambio, las anomalías residuales se deben a cuerpos de menor dimensión y profundidad, es decir, pequeñas longitudes de onda. En esta sección se describe el comportamiento de dichas respuestas.

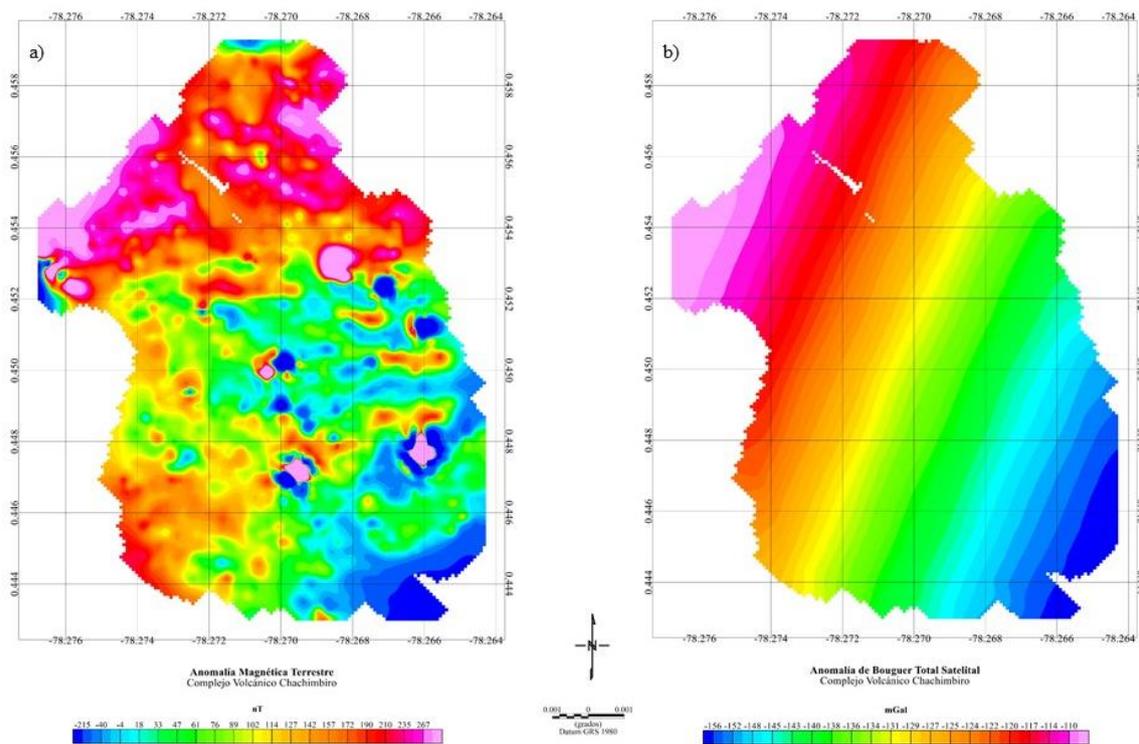


Figura 7.1. a) Anomalia magnética terrestre. b) Anomalia de Bouguer Total Satelital para la sección de Yachay Tech en Chachimbi, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

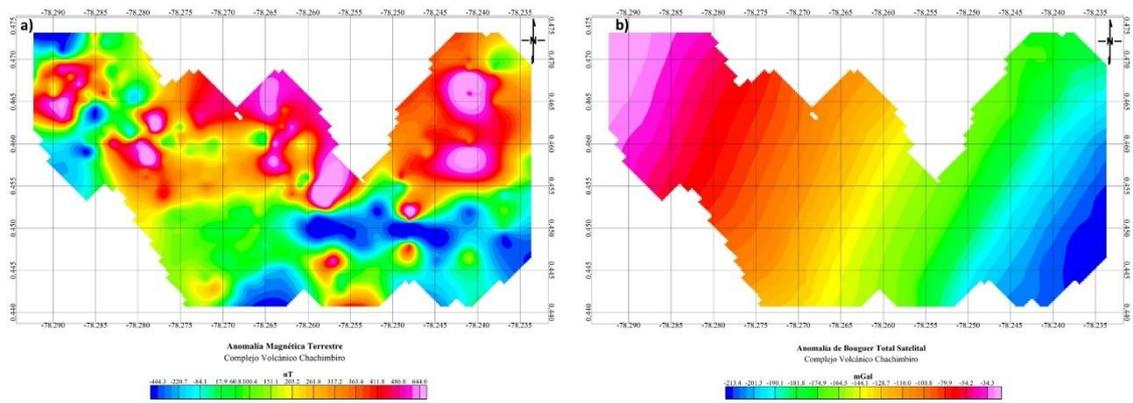


Figura 7.2. a) Anomalia magnética terrestre. b) Anomalia de Bouguer Total Satelital para la sección de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

Las figuras 7.3a y 7.3b ilustran la variación topográfica del área mayor, relacionada a los datos de la Universidad Central del Ecuador. El primer mapa se realizó en función de la base de datos del modelo ETOPO1 con una grilla de resolución de 200 metros de separación por punto de control, como se referenció anteriormente. En cambio, el segundo mapa se realizó en función de la base de datos del modelo SRTM GL1, con una grilla de resolución de 30 metros. Cabe destacar que esta sección resulta fundamental para asegurar un modelo estructural de mejor calidad, en vista de los márgenes de error que existen entre ambos modelos propuestos. En este sentido, se resalta nuevamente la tabla 5.18, en la cual se evidencia que la media del error se ubica entre 2,5% y 3%, donde la desviación estándar de ambos modelos difiere en un 12%.

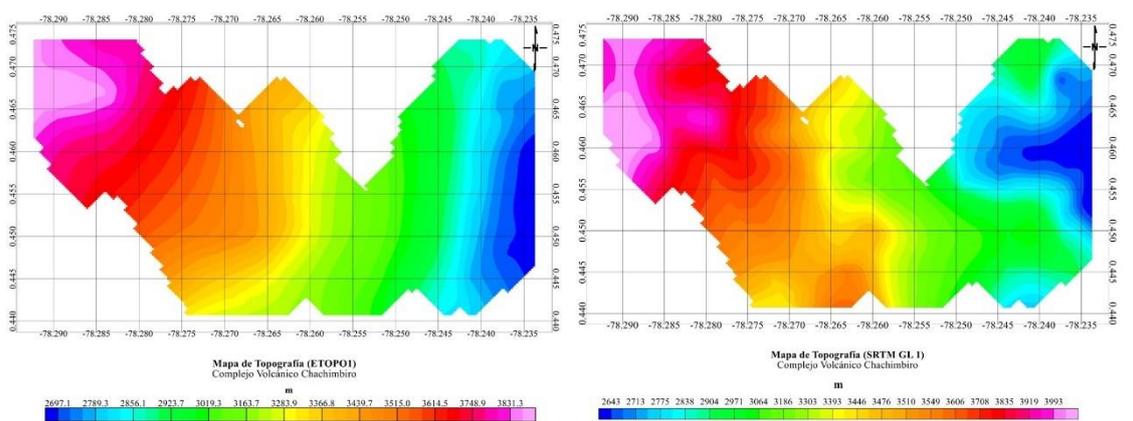


Figura 7.3. a) Mapa de Topografía con base al modelo ETOPO1. b) Mapa de Topografía con base al modelo digital de elevación SRTM GL1. Ambos para la sección de UCE en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

Las figuras 7.4a y 7.4b ilustran la variación topográfica del área menor, relacionada a los datos de la Universidad Yachay Tech. El primer mapa se realizó en función de la base de datos del modelo ETOPO1 con una grilla de resolución de 200 metros de separación por punto de control, como se referenció anteriormente. En cambio, el segundo mapa se realizó en función de la base de datos del modelo SRTM GL1, con una grilla de resolución de 30 metros. Cabe destacar que esta sección resulta fundamental para asegurar un modelo estructural de mejor calidad, en vista de los márgenes de error que existen entre ambos modelos propuestos. En este sentido, se resalta nuevamente la tabla 5.19, en la cual se evidencia que la media del error equivale al 2%, donde la desviación estándar de ambos modelos difiere en un 29%.

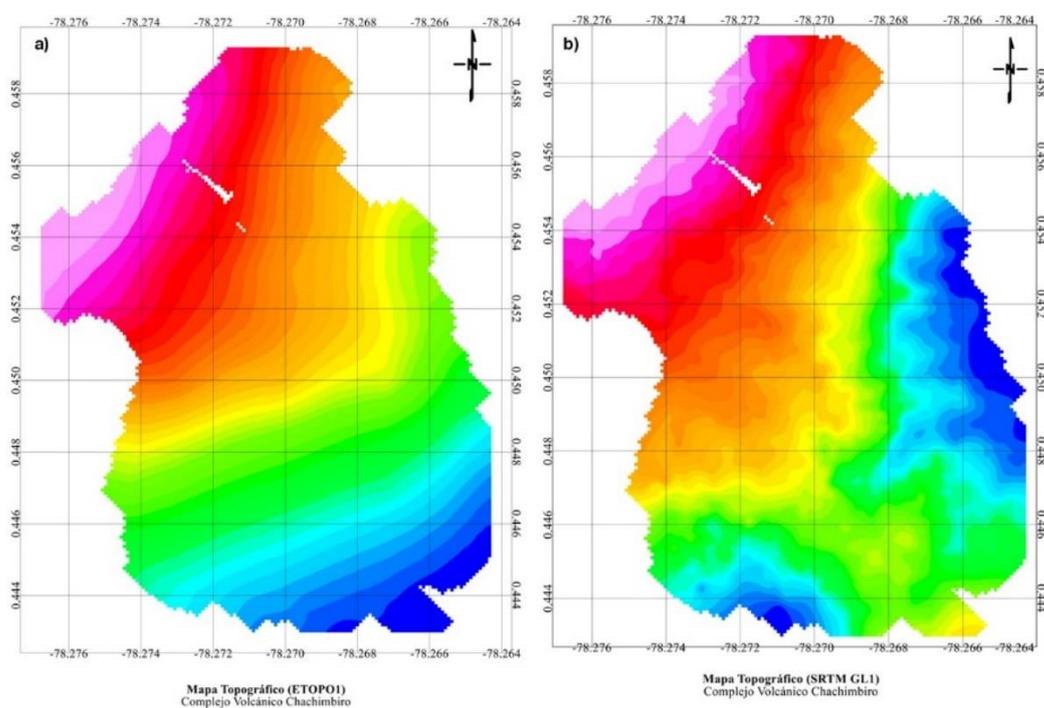


Figura 7.4. a) Mapa de Topografía con base al modelo ETOPO1. b) Mapa de Topografía con base al modelo digital de elevación SRTM GL1. Ambos para la sección de Yachay Tech en Chachimbiro, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

Las figuras 7.5a y 7.5b también ilustran la variación topográfica del área menor, pero relacionando los datos adquiridos superficialmente por el equipo de la Universidad Yachay Tech en comparación con el modelo digital de elevación SRTM GL1. Ambos mapas lucen similares, con pequeñas diferencias en el sector centro y Suroeste. De forma cuantitativa, se demostró estadísticamente que el error entre ambas bases de datos se reduce al 1%.

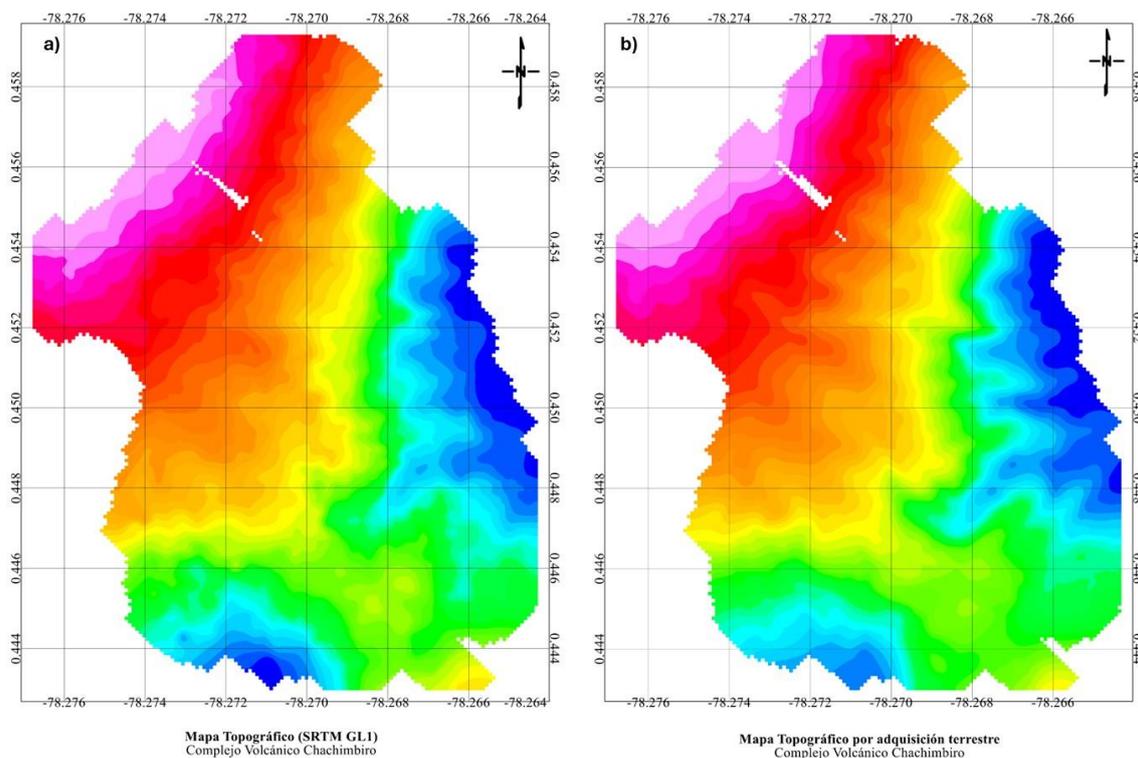


Figura 7.5. a) Mapa de Topografía con base al modelo digital de elevación SRTM GL1. b) Mapa de Topografía con base a datos terrestres. Ambos para la sección de Yachay Tech en Chachimbi, Provincia de Imbabura, Cordillera Occidental Andina del Ecuador.

7.1 Análisis de tendencias de la anomalía magnética

El inicio del análisis residual de la anomalía magnética se ilustra en las figuras 7.6 y 7.7, respectivamente para la sección referenciada a Yachay Tech y Universidad Central del Ecuador, para los cuales se aplicó el filtro de la primera derivada y segunda derivada vertical. Para el mapa de la reducción al Ecuador magnético (RTE), se aplicó el filtro de primera derivada vertical. Además, para visualizar los máximos y mínimos de anomalías magnéticas desde otra perspectiva extra, se filtró de la segunda derivada vertical con base a la primera.

Los gradientes 0 nT/m de la 1° derivada vertical de la anomalía magnética y su reducida al ecuador magnético permite destacar las tendencias de los contactos del basamento con el sistema de fallas transcurrentes dextrales del complejo volcánico, especialmente con el límite marcado por la falla Chachimbi en la región oriental.

Por otra parte, en la figura 7.9 se ilustra la aplicación del filtro de derivada horizontal total para resaltar las zonas de altos contrastes y exhibir los límites de los mayores cuerpos presentes en el área mayor para la zona estudiada por la Universidad

Central del Ecuador. Para ello fue necesario calcular las derivadas en X e Y de dicho campo, ilustradas en las figuras 7.8a y 7.8b.

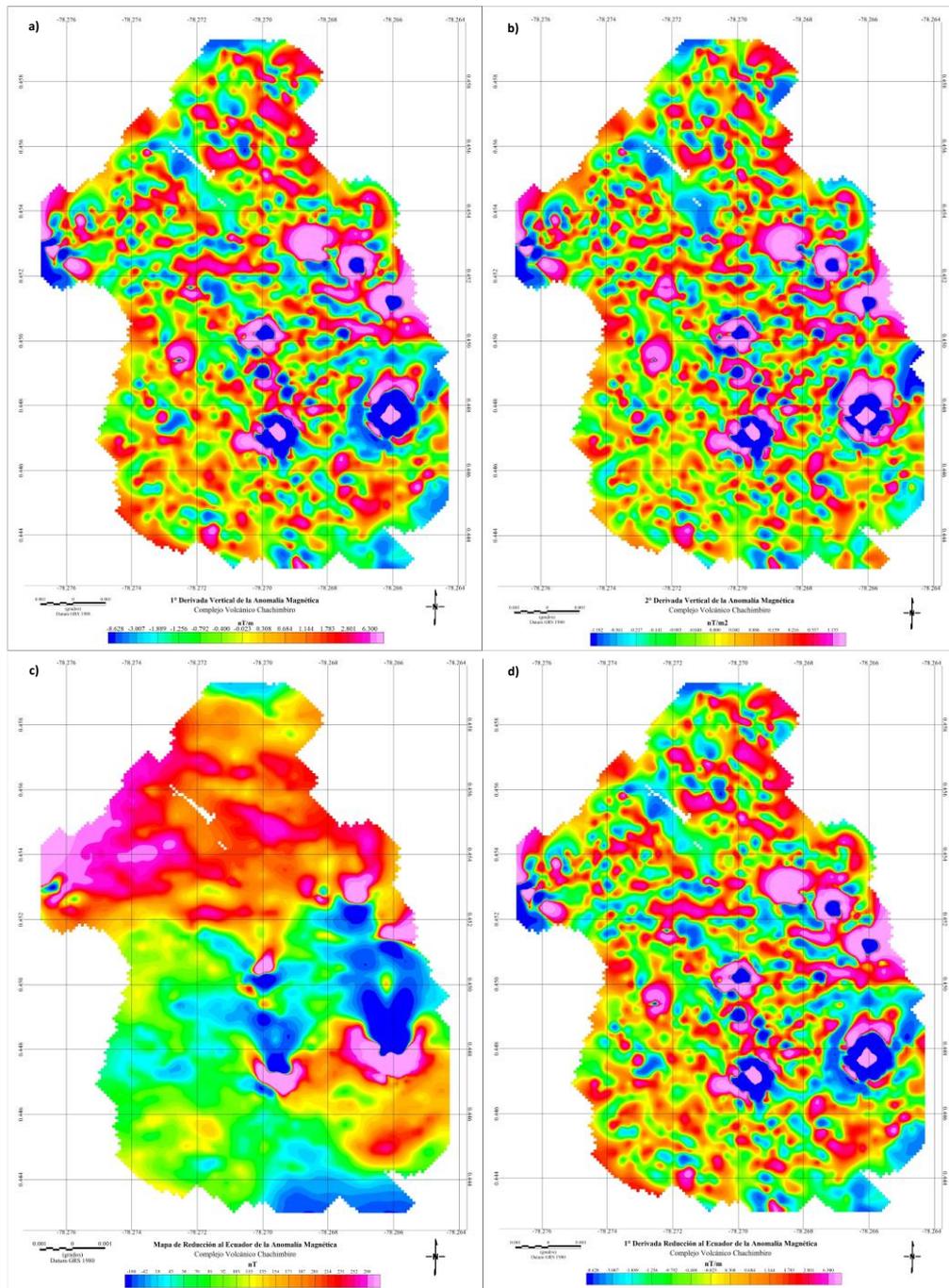


Figura 7.6. a) 1° Derivada Vertical de la Anomalia Magnética. b) 2° Derivada Vertical de la Anomalia Magnética. c) Anomalia Magnética reducida al Ecuador. d) 1° Derivada Vertical de la Anomalia Magnética reducida al Ecuador.

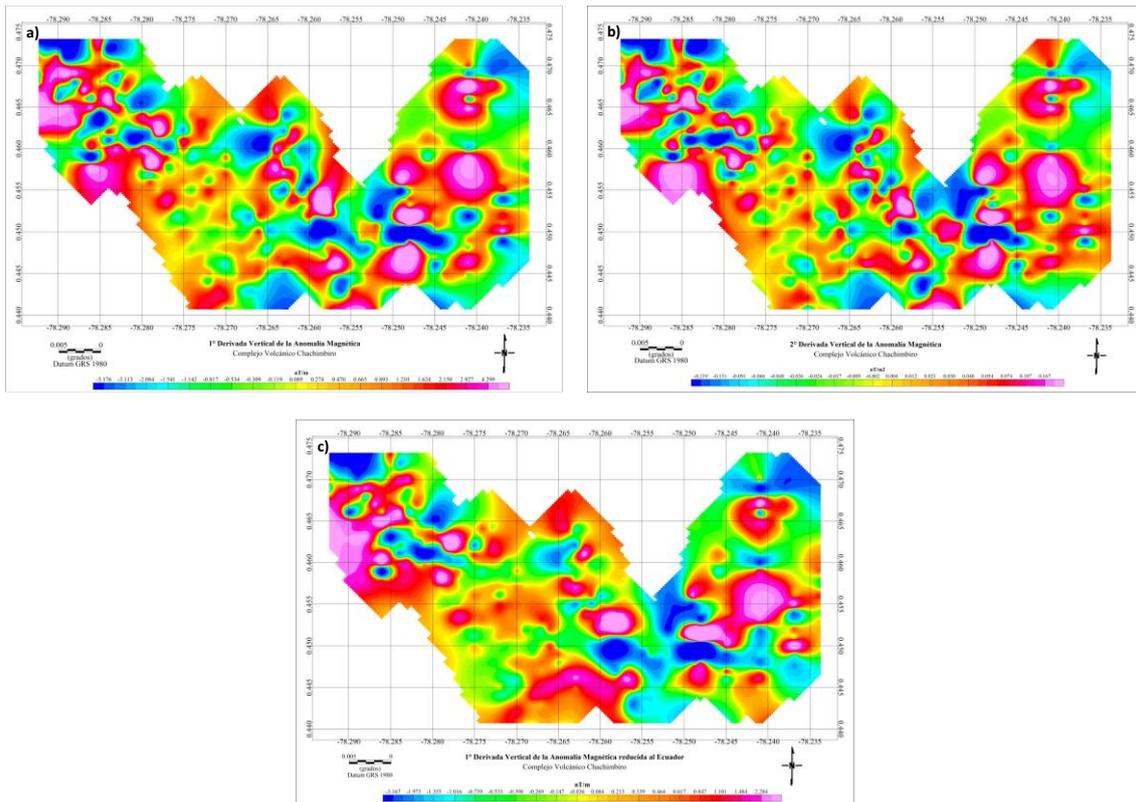


Figura 7.7. a) 1° Derivada Vertical de la Anomalía Magnética. b) 2° Derivada Vertical de la Anomalía Magnética. c) 1° Derivada Vertical de la Anomalía Magnética reducida al Ecuador.

La derivada vertical de primer orden tanto para el mapa de anomalías magnéticas tanto como para la reducción al Ecuador magnético, permite exhibir los residuales máximos localizados en los domos de Albuji y Hugá ubicados al Noroeste, como en el domo Chachimbiro. Esto permite inducir la presencia de cuerpos más ferromagnéticos ubicados a mayor profundidad, siendo la respuesta a esperar debido a la potencial relación asociada a la tectonización del área basado en las fallas Azufral y Chachimbiro. Asimismo, los máximos de anomalías magnéticas evidenciados por las primeras derivadas pueden ser proporcionales a las estructuras persistentes en el Complejo Volcánico Chachimbiro, con base en su comprobable actividad tanto en la litosfera como en el manto superior.

En otro orden de ideas, se dispone el dominio de residuales intermedios bajos a lo largo de la unidad Tumbatú, el cual se caracteriza siempre por la presencia de rocas volcanoclásticas y volcano-sedimentarias compuestas por minerales paramagnéticos. También se observa un fuerte contraste a lo largo de las adyacencias de las quebradas La Banna y Chachimbiro, ocasionadas por su cualidad giamagnética en fuentes superficiales.

En las figuras 7.8a y 7.8b se observa la aplicación de los filtros de derivada en X e Y de primer orden, los cuales comprenden la primera fase para posteriormente determinar la derivada horizontal total para el perímetro configurado por los datos terrestres adquiridos por la Universidad Central del Ecuador (figura 7.8).

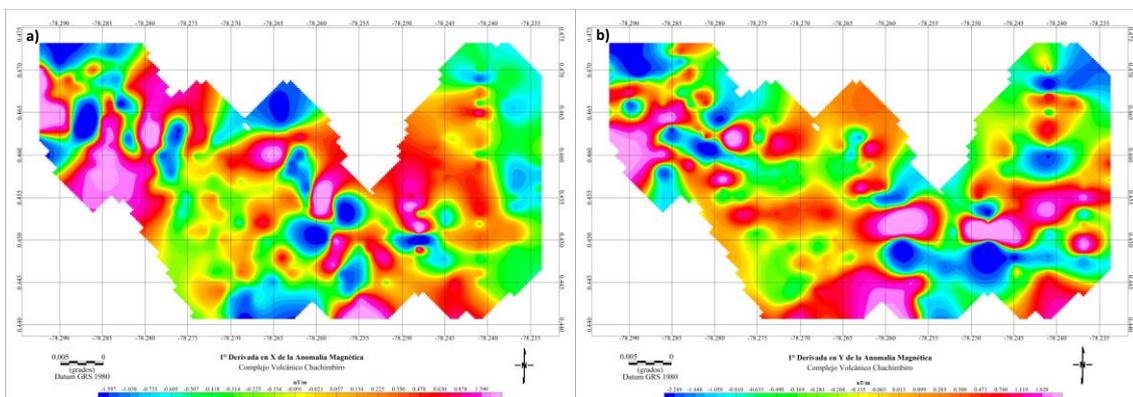


Figura 7.8. a) 1° Derivada en X de la Anomalía Magnética. b) 1° Derivada en Y de la Anomalía Magnética. Ambas en el perímetro estudiado por el equipo de UCE.

La derivada horizontal total, por otro lado, permite observar anomalías a mayor profundidad, eliminando el ruido que pueda existir en las capas más someras. Existen mayores anomalías magnéticas que dominan el área correspondiente a los domos de Albuji y Hugá, siendo ésta una respuesta a esperar debido a que la fuente de calor se relaciona con una intrusión magmática de considerable proporción estructural (figura 7.9). Del mismo modo, se resalta la anomalía positiva ubicada en la borde nororiental del perímetro de estudio, la cual se relaciona directamente con el domo Chachimburo, el cual se prevé es de mucho menor proporción en comparación a Albuji y Hugá.

No menos importante, se destaca nuevamente que la zona perteneciente a Tumbatú posee los mínimos anómalos, con tendencias intermedias bajas a mínimas. La única zona que difiere con el mapa general de anomalías magnéticas terrestres del área del complejo, se encuentra en la sección anteriormente relacionada por las quebradas Chachimburo y La Banna. En esta última se evidencia un cuerpo positivo magnético que sigue alimentando al sistema, lo cual es de esperarse debido a la contribución de la falla Chachimburo en dicha locación. Cabe destacar que todos los cierres positivos presentan una forma circular o de semiarco, que pudieran atribuirse a algún dique.

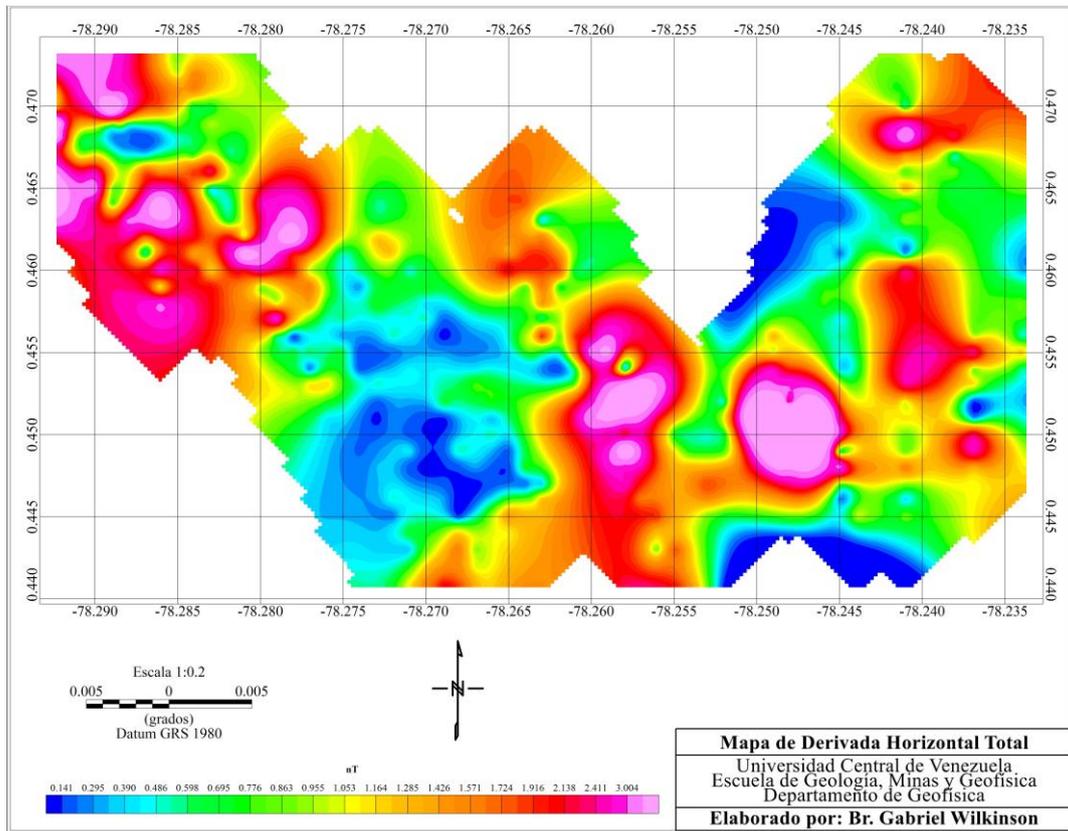


Figura 7.9. Aplicación de filtro de Derivada Horizontal Total para el área de estudio propuesto por la UCE.

7.2 Análisis de derivadas direccionales

La figura 7.10 representa los cosenos en dirección N45E y N45W, obtenidos al filtrar la anomalía magnética en el área específica referenciada a Yachay Tech. Al analizar el coseno en dirección N45E de la anomalía (figura 7.10a), se observan máximos comprendidos entre 170 nT y 290 nT que se extienden mayormente hacia el Norte de la zona de estudio, asociadas a un domo volcánico rico en rocas dacíticas, llamado Hugá. No menos importante, existen máximos absolutos de 230 nT en la unidad volcano-sedimentaria de Tumbatú, lo que puede estar relacionado a intrusiones magnetizadas. Por otra parte, el filtro del coseno en dirección N45W (figura 7.10b), permite evidenciar importantes anomalías positivas con valores entre 100 nT y 130 nT en la sección Suroeste del área, específicamente en la Formación Natividad. No obstante, esta zona en particular se encuentra próxima a una unidad caracterizada por metamorfismo de grado bajo con rocas basálticas de composición mineralógica de bajo magnetismo, lo cual se evidencia por la mayor densidad de valores inferiores a 60 nT para ambos casos representados, coincidente con Tumbatú.

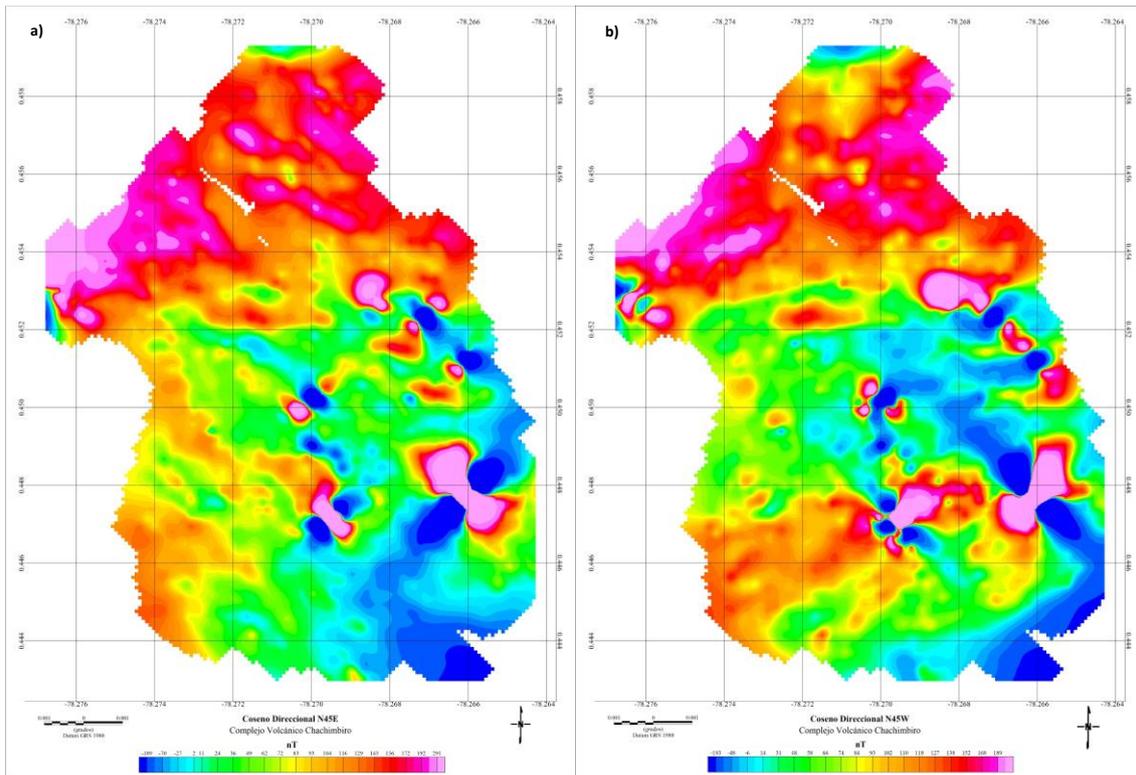


Figura 7.10. a) Coseno Direccional N45E de la Anomalía Magnética. b) Coseno Direccional N45W de la Anomalía Magnética.

Con el objeto de resaltar los cuerpos ígneos en esta área formada mayormente por rocas volcano-sedimentarias, se determinó la derivada vertical de primer grado para ambos filtros direccionales mencionados anteriormente. Tomando en consideración ambos casos, en la figura 7.11b se observa un conjunto de cuplas magnéticas entre las fallas Pijumbí y Azufral, con orientación similar. Esto puede evidenciar un control relacionado a las fuentes de anomalías magnéticas positivas al Norte del área que se aproxima a los domos volcánicos de la tercera fase volcánica del Complejo Volcánico Chachimbiro.

A pesar de ser distintas las tendencias de las fuentes positivas resaltadas, se puede identificar la anomalía más evidente que conserva su distribución y orientación para ambas derivadas cosenoidales, específicamente ubicada entre las longitudes $78,269^\circ$ - $78,266^\circ$ Oeste y las latitudes $0,451^\circ$ - $0,454^\circ$ Norte. Esto se puede atribuir a una fuente más densa y profunda por su cercanía al domo volcánico del evento Hugá.

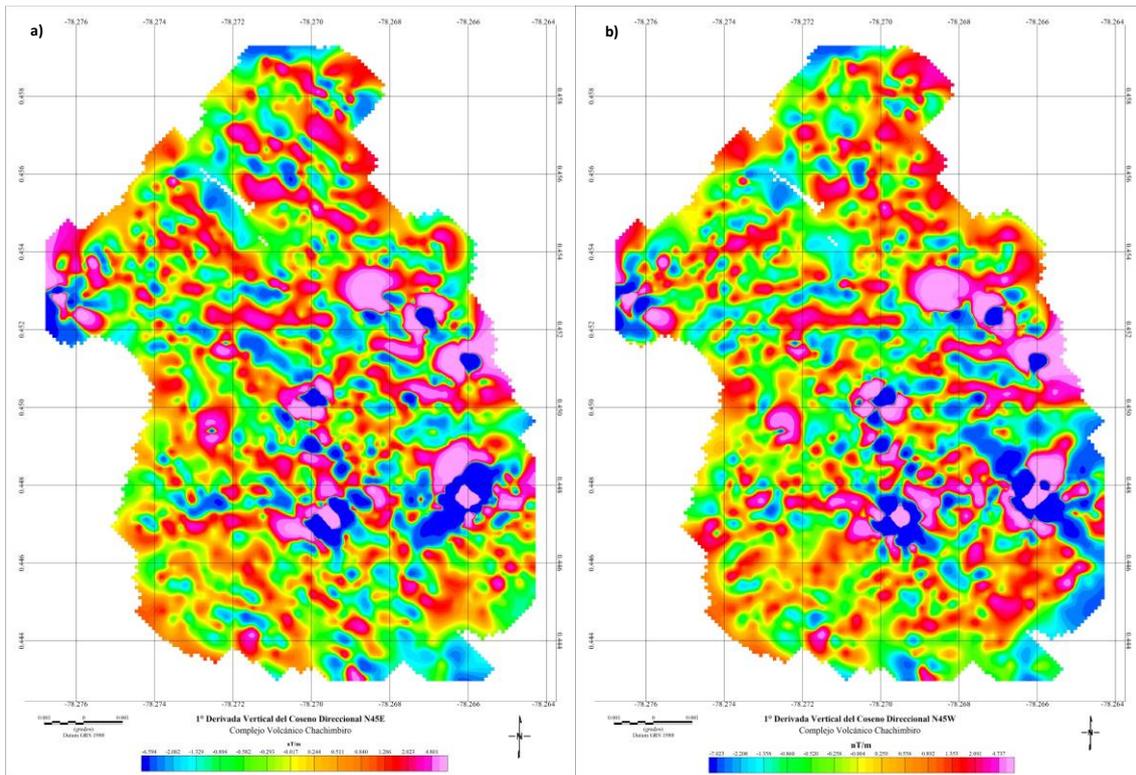


Figura 7.11. a) 1° Derivada del Coseno Direccional N45E de la Anomalía Magnética. b) 1° Derivada del Coseno Direccional N45W de la Anomalía Magnética.

La figura 7.10 representa los cosenos en dirección N45E y N45W, obtenidos al filtrar la anomalía magnética para la extensión total integrada por los datos adquiridos por ambos equipos de las universidades mencionadas. Al analizar el coseno en dirección N45E de la anomalía (figura 7.12a), se observa un espectro de anomalías magnéticas comprendido entre -300 nT y 375 nT, cuyos máximos de forma concéntrica son más intensos en la zona Noreste del área, entre la Formación Río Cala, el domo Chachimbiro Fase IV y la unidad Tumbatú a la altura de la falla Chachimbiro.

En la zona Centro-Norte, ubicación en donde existen manifestaciones hidrotermales, es notoria la coexistencia de anomalías altas a intermedias altas-medias. Mientras que, más hacia el Oeste, a lo largo de los domos Albuji y Hugá, es notable la tendencia de máximos en dirección Noroeste-Sureste, en menor proporción a las previamente mencionadas. Por otro lado, la estructura dominante que posee anomalías mínimas ubicadas en la sección Sur de la zona de estudio, se divide en tres sucesiones que guardan orientaciones cuasi paralelas.

En la figura 7.10b se destaca el filtro de coseno en dirección N45W, en el cual se observa un espectro de anomalías magnéticas comprendido entre -320 nT y 408 nT, cuyos máximos de la zona Noreste presentan ahora una orientación en sentido Noreste-Suroeste. La misma tendencia se evidencia para los máximos resultantes en el centro-Norte de la unidad Tumbatú. En cambio, los valores anómalos positivos cambian en la ubicación de los domos Albuji y Hugá, mientras que se resaltan aún más los mínimos que en el anterior filtro no estaban comprendidos.

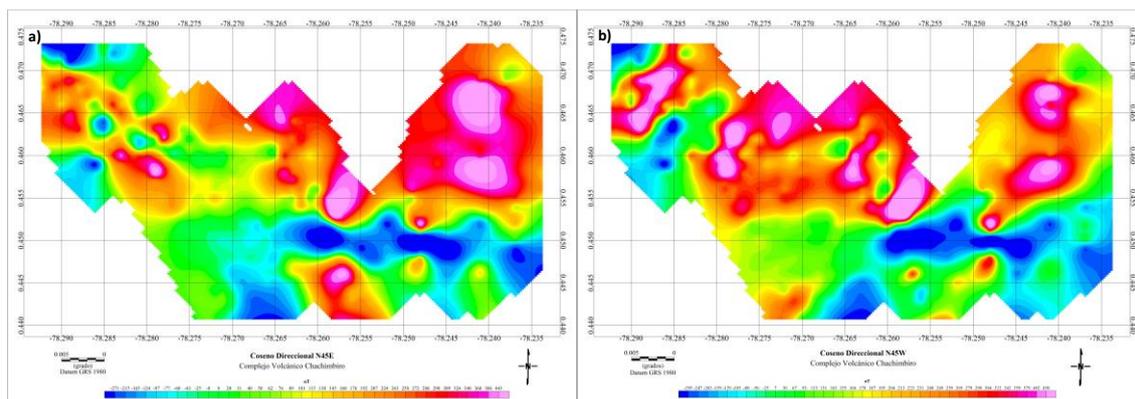


Figura 7.12. a) Coseno Direccional N45E de la Anomalia Magnética. b) Coseno Direccional N45W de la Anomalia Magnética.

En la búsqueda de resaltar los cuerpos ígneos en esta área entera, se determinó la derivada vertical de primer grado para ambos filtros direccionales mencionados anteriormente (figura 7.13). Relacionando ambos resultados, se puede considerar que ambas respuestas son similares para la región Sur, Centro-Norte y Noroeste, con ligeras variaciones de orientaciones de mínimos y máximos. De esta manera, se puede afirmar que las anomalías máximas, asociadas a materiales ferromagnéticos y fuentes que aumentan la susceptibilidad magnética, están relacionadas tanto a las intrusiones volcánicas que yacen en los puntos clave del Complejo Volcánico Chachimbi conocidos como Albuji, Hugá y domo Chachimbi, como a fuentes asociadas a las fallas Azufra y Chachimbi.

Los colores fríos, los cuales están asociados a valores mínimos, pueden asociarse directamente a rocas que poseen minerales con bajos a muy bajos índices de susceptibilidad magnética. Es de esperarse que ocurra, debido a que la mayoría de la extensión está cubierta por Tumbatú, una unidad volcano-sedimentaria del complejo volcánico, caracterizado por su alta presencia de flujos piroclásticos. Asimismo, se puede corroborar mediante estas aplicaciones, tanto la disposición y ubicación, que los

valores mínimos que yacen al Sur están enlazados a materiales sedimentarios, posiblemente producto de la cuenca hidrográfica que alimenta a las quebradas. Este último efecto ocurre al Noroeste, en las adyacencias de tercer edificio volcánico, dada la existencia del río Huarmiyacu que fluye aguas abajo en dirección Sureste y la quebrada Pablo Arenas que fluye aguas abajo en sentido Noreste.

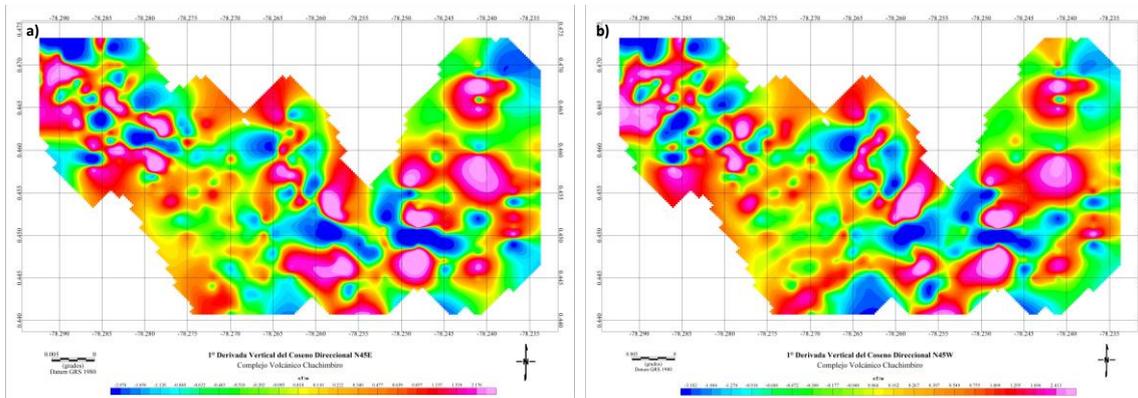


Figura 7.13. a) 1° Derivada del Coseno Direccional N45E de la Anomalía Magnética. b) 1° Derivada del Coseno Direccional N45W de la Anomalía Magnética.

CAPÍTULO VIII

ESTIMACIÓN DE PROFUNDIDADES Y MODELADO ESTRUCTURAL

8.1 Profundidades de fuentes gravimétricas

A partir del espectro de potencia de la anomalía de Bouguer satelital regional (figura 8.1) se obtuvieron las profundidades promedio asociadas a las fuentes somera, intermedia y profunda para la ventana de estudio (tabla 8.1). La fuente somera se encuentra a 1,38 km, la fuente intermedia ubicada a 2,35 km y la fuente profunda de 15,30 km.

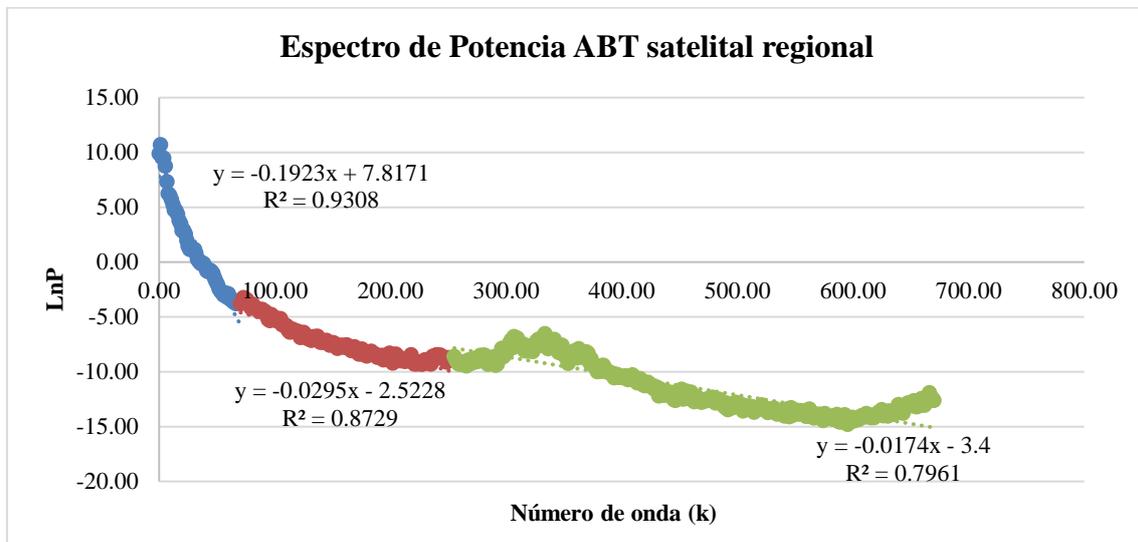


Figura 8.1. Espectro de potencia para la anomalía de Bouguer Total satelital regional.

Tabla 8.1. Profundidad de las fuentes obtenidas a partir del espectro de potencia de anomalía de Bouguer Total Satelital.

Profundidad (km)	Fuente
15,30	Profunda
2,35	Intermedia
1,38	Somera

8.2 Profundidades de fuentes magnéticas

Con relación al espectro de datos magnéticos (figura 8.2) se destaca una fuente intermedia ubicada a 111,41 metros de profundidad, y una fuente profunda ubicada a 143,24 metros de profundidad (tabla 8.2).

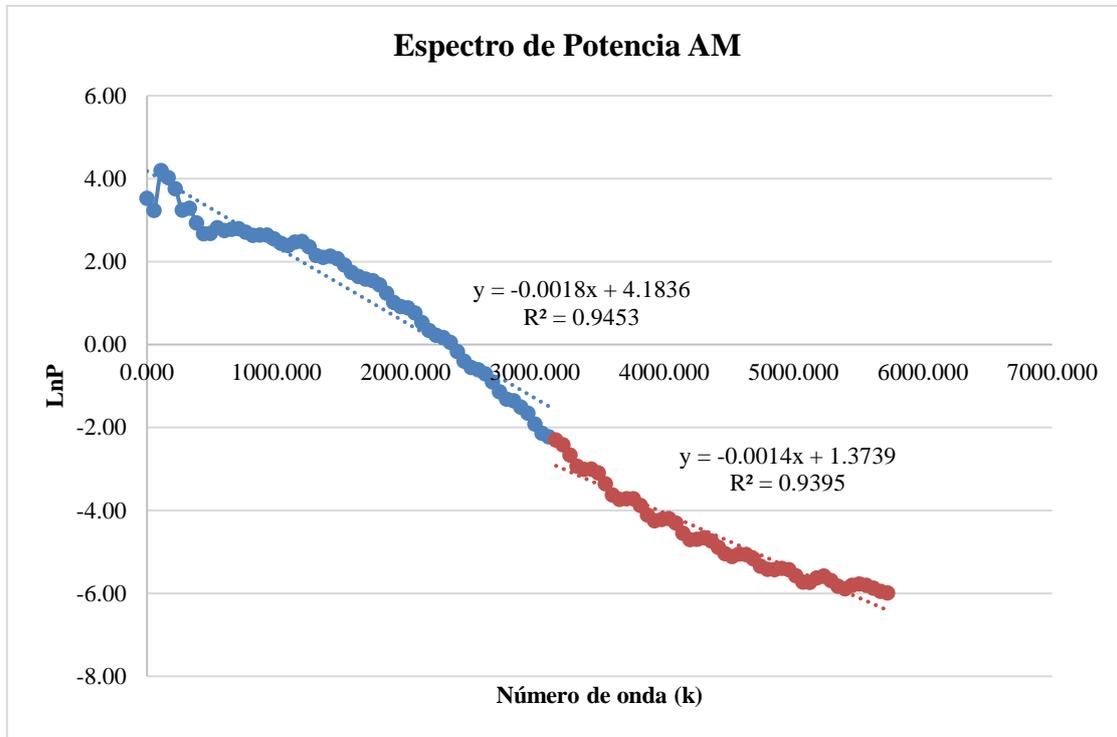


Figura 8.2. Espectro de potencia para la anomalía magnética en el área de Yachay Tech.

Tabla 8.2. Profundidad de las fuentes obtenidas a partir del espectro de potencia de anomalía magnética.

Profundidad (km)	Fuente
0,14324	Intermedia
0,11141	Somera

8.3 Restricciones para el modelo

En las figuras 8.9 y 8.10 se compara la anomalía de Bouguer satelital para la menor zona asociada a Yachay Tech, con los contornos estructurales del mapa geológico del Complejo Volcánico Chachimbiro, elaborado por Tipantásig (2017), con la anomalía magnética terrestre de la misma área. Por otro lado, las figuras 8.11 y 8.12 destacan las respectivas anomalías de Bouguer satelitales con las anomalías magnéticas terrestres en asociación del mapa geológico local, con base a la zona más amplia referenciada a la Universidad Central del Ecuador. Esto permite asociar de manera directa ambas respuestas con la información geológica dentro de los perímetros establecidos. No obstante, es fundamental integrar la información geofísica de referencias conocidas asociada en la región de estudio y los complejos volcánicos que se relacionen, a modo de establecer los parámetros necesarios para el modelaje, los cuales se describen a continuación:

8.3.1 Control de profundidades

En principio, se consideraron los mapas topográficos regional (figuras 6.1 y 6.2) para la comprensión de compensaciones de mayor escala, mientras que los mapas topográficos parametrizados y ajustados al área de estudio en el complejo volcánico fueron de mayor utilidad para restringir el modelado superficial (figuras 7.3, 7.4 y 7.5). Adicionalmente, el análisis espectral de datos gravimétricos satelitales a escala regional y de datos magnéticos terrestres locales descritos en la sección 8.1, resultaron de utilidad para controlar las profundidades de fuentes anómalas.

8.3.2 Geológico - Estructurales

Debido a que el objeto de interés es describir el Complejo Volcánico Chachimbiro y su relación con su entorno, se usaron como referencia los modelos propuestos por Aizprua *et al.* (2020) y Carranco *et al.* (2021), descritos a continuación:

- a) Aizprua *et al.* (2020) proponen un modelo cortical a través de un análisis espectral de datos gravimétricos y aeromagnéticos, en el cual se definieron tres dominios principales dentro de la Cordillera Occidental: 1) dominio externo caracterizado por anomalías magnéticas asociadas a rocas máficas. 2) dominio interno gobernado por anomalías gravimétricas y magnéticas con mayor dominio en la corteza media a profunda. 3) dominio residual vinculado a un proceso de fusión parcial y de serpentinización que resultó de una obducción durante el Eoceno Medio-Oligoceno. Específicamente, en una zona similar y próxima al complejo volcánico, se propuso un perfil A-A' de 200 km entre los paralelos 0° y 2° Norte, que demuestra un

espesor promedio de 15 km para la corteza. Asimismo, se propone una serie de bloques someros fallados con susceptibilidad magnética variable, los cuales se extienden verticalmente desde un supuesto basamento superior hasta profundidades que varían entre 7-9 km, coincidiendo con el límite superior de la corteza inferior de mayor densidad. No menos importante, Aizprua *et al.* (2020) destacan que este sistema de fallas podría atribuirse a cuerpos máficos en forma de diques dispuestos en dirección Noreste-Sureste (figura D.6).

- b) Carranco *et al.* (2021) utilizaron datos aeromagnéticos para estudiar el Complejo Volcánico Chachimbiro entre los paralelos 0° y 1°N, con la finalidad de comprender la configuración tectónica compresional y su efecto en el basamento, así como analizar el régimen estructural para la exploración minera. Mediante el modelado estructural, replantearon la geometría del sistema de fallas locales como segmentos aislados que se orientan dextralmente en dirección Noreste-Suroeste. Adicionalmente, la falla central es la más compleja y extensa del área, posiblemente conectada a varios segmentos de fallas profundas que posiblemente han controlado el emplazamiento de intrusiones ígneas en función del adelgazamiento de la corteza superior en esta zona, permitiendo que ascendiera el flujo de calor a capas someras (figura D.7).

Adicionalmente, a modo de considerar aspectos generales, para entender la relación entre el Bloque Norandino, el Valle Interandino y la Cordillera Real, se utilizaron los siguientes modelos propuestos de las estructuras regionales:

- a) El modelo de anomalías de resistividades aparentes (figura D.1), en el cual se destacan máximos de conductividad y mínimos de resistividad en capas superficiales de alta permeabilidad y porosidad con base a su relación estructural local, mientras que en profundidades superiores a 4 km se presentan resistividades mayores a 100 Ω .m, como unidad extensa y menos heterogénea, tomando en consideración que las condiciones de presión y temperatura son proporcionales al aumento de la resistividad (Pilicita, 2016).
- b) El modelo estructural de fuentes naturales de calor, realizado por Pilicita en 2016 bajo el contexto del estudio de SYR (2012), sugiere que la fuente principal de calor se aproxima a los domos de Albují y Hugá, los cuales están interpretados como intrusiones magmáticas que están controladas estructuralmente por la falla La Florida (figura D.2).

- c) Con base a información geocronológica, petrológica, estratigráfica y sedimentológica recolectada por Bernard *et al.* (2014), se conoce que las capas de flujos piroclásticos superficiales que yacen lateralmente 6,30 km al este del domo principal del complejo volcánico están asociadas a un domo riódacítico que evidencia la última actividad volcánica del complejo. Adicionalmente, se explica que las fuentes relacionadas al sistema magmático que alimentan los reservorios geotérmicos más someros, están ubicadas a dos diferentes profundidades: 14,40 km para el sector de Albuji y Hugá, los cuales representan la unidad CH-3, y 8 km para este último domo volcánico categorizado como CH-4. Consecuentemente, Bernard *et al.* (2014) proponen que el reservorio profundo de alta temperatura es la principal fuente del magma de Chachimbiro, mientras que el sistema geotérmico somero tuvo un desarrollo independiente volcano-tectónico desestabilizador controlado por el sistema de fallas El Ángel que permitieron su ascenso a la superficie.
- d) Para la última etapa de la evolución geodinámica de la Cordillera Occidental del Ecuador, planteada por Bernard (2007), se sugiere que ocurrió un pliegue en dirección Norte-Sur en función de la tectónica regional que afectó también a la Cordillera Real del Ecuador. Consecuentemente, se correlacionaron las series estratigráficas con la actividad tectónica y geodinámica para representar su evolución geológica (figura E.1). Asimismo, en la última representación de la construcción paleotectónica se da a conocer la configuración tectónica durante el Oligoceno, entre hace 33-30 millones de años, en el cual se evidencian intrusiones volcánicas a nivel de la corteza superior perteneciente a la Cordillera Occidental, junto a estratos fallados a lo largo del Valle Interandino y la Cordillera Real (figura E.2).
- e) Araque (2018) propuso un perfil en dirección Oeste-Este en el paralelo 1° Sur, con el objetivo de representar las características de variación de la geometría de subducción entre las placas Nazca y Sudamericana, así como también el análisis de las estructuras próximas a la Cordillera Occidental. De esta manera, se evaluaron los contrastes de densidades y susceptibilidades magnéticas a nivel del manto, corteza y capas superficiales. Adicionalmente, se exhibe una posible colisión y sutura entre los bloques de la Cordillera Occidental y la Cordillera Real junto al sistema de fallas Dolores-Guayaquil; siendo la Cordillera Occidental el bloque menos denso entre ambos, lo que condujo a Araque (2018) a establecer que ésta posee intrusiones ígneas con actividad volcánica y metamórfica en menor densidad e intensidad que la

Cordillera Real, lo que implica una menor susceptibilidad magnética regional. En el modelo estructural se evidencia que la zona de subducción no se aproxima a la Cordillera Occidental, así como también se resalta que la discontinuidad de Moho se encuentra a 55 km en la corteza continental para su parte más profunda, coincidiendo con Font *et al.* (2013) y Barros (2016). Finalmente, propone que la corteza continental se divide en tres partes: 1) una sección superficial relacionada a los sedimentos del Terciario y Cuaternario, depositados en cuencas, cuyo basamento es cristalino; 2) la corteza superior definida por rocas metamórficas y batolitos; 3) la corteza inferior de mayor densidad que se compone por basaltos (figuras D.3, D.4 y D.5).

- f) Beate *et al.* (2010) realizaron un modelo geológico-estructural para describir la caldera del Complejo Volcánico Chacana, con la finalidad de explorar las posibilidades de la explotación del prospecto geotérmico Cachiyacu. Su estructura principal incluye lavas andesíticas y flujos dacíticos que se asocian con domos riolíticos y depósitos volcánicos acumulados. La sección sugiere que las rocas del reservorio se originaron entre Mioceno y Plioceno, el cual ha sido característico por permitir el paso de fluidos debido a la permeabilidad causada por fallas activas (figura D.8).

8.3.3 Densidades y asociaciones litológicas

Se consideraron las densidades utilizadas en modelos geológicos y gravimétricos de la Cordillera Occidental del Ecuador, en trabajos previos en la zona como Araque (2018) y en particular el de Aizprua *et al.* (2020) que ilustra una propuesta estructural del Complejo Volcánico Chachimbiro. En la tabla F.1 se especifican las magnitudes de densidad y susceptibilidad magnética para cada cuerpo geológico, propuesto por Araque (2018). Por otro lado, Calderón Torres (2014) menciona que los flujos de lavas en superficie poseen rangos de densidad entre 2,3-2,8 g/cm³ y los flujos piroclásticos entre 1,2-2,2 g/cm³. Asimismo, en función de reportes de complejos volcánicos similares en la región, Calderón Torres (2014) aclara que las rocas del reservorio compuesto por rocas andesíticas tienen una densidad promedio de 2,7 g/cm³.

8.3.4 Modelo estructural a partir de datos sísmicos

Para sustentar el modelado se utilizó como referencia el transecto sísmico expuesto en el trabajo de Aizprua *et al.* (2020), el cual ofrece mejor resolución estructural para el Complejo Volcánico Chachimbiro. Se menciona que las fallas

normales que afectan la sección superior del basamento, pueden correlacionarse con los lineamientos propuestos a través de la adquisición gravimétrica y aeromagnética, mediante las dos primeras secciones sísmicas (figuras 8.3a y 8.3b). No menos importante, se evidencia que las intrusiones ígneas pueden presentarse como un relieve irregular en un perfil sísmico, lo cual puede correlacionarse con las respuestas observadas como círculos o elipses en los mapas de anomalías magnéticas (figura 8.3c).

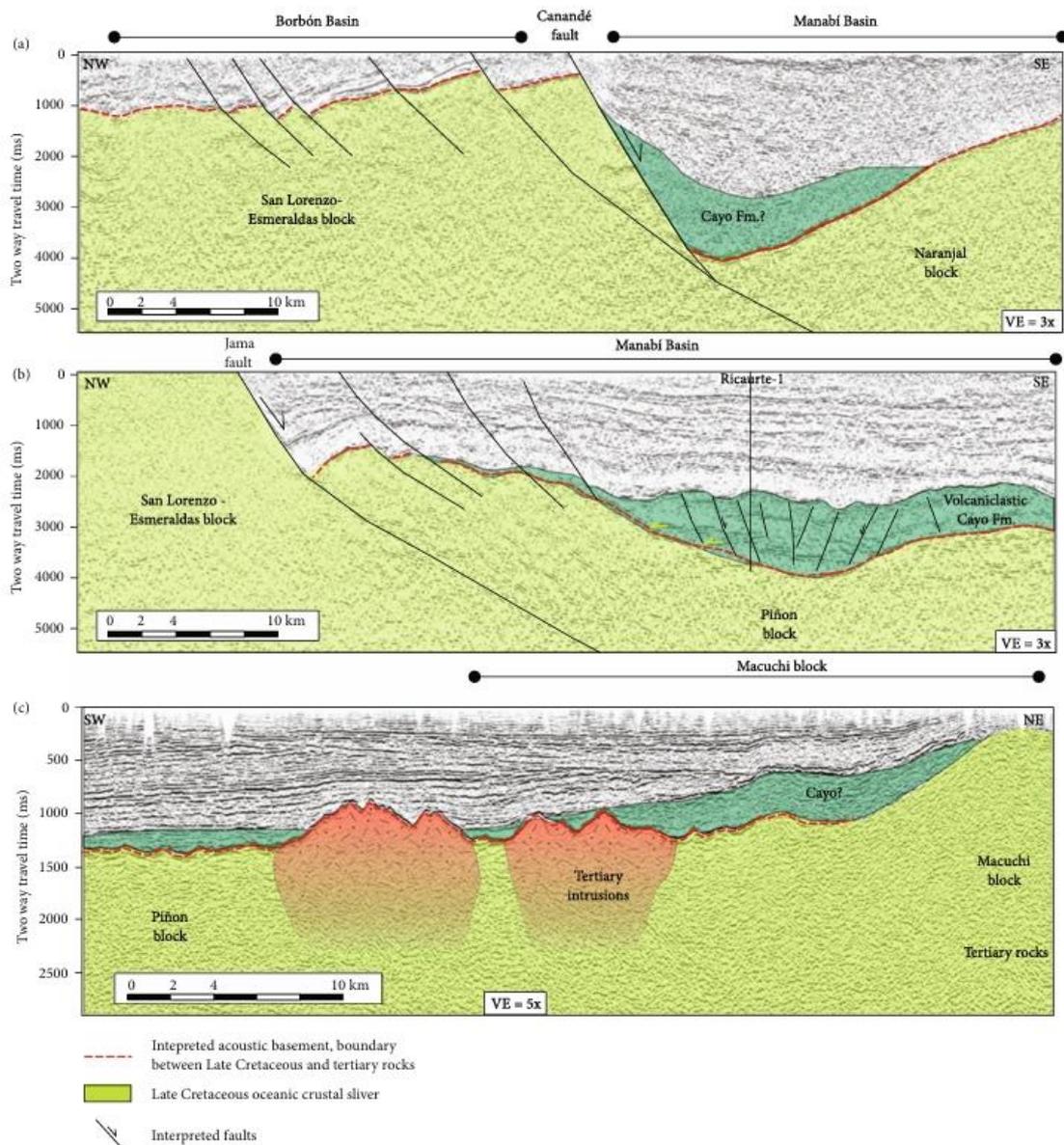


Figura 8.3. Perfiles sísmicos en tierra a través de los bloques San Lorenzo-Esmeraldas y Piñón. a) Perfil Noroeste-Sureste que muestra una serie de fallas normales inclinadas hacia la superficie, al Oeste de la falla mayor Canandé, que limita la cuenca cenozoica de Manabí. b) Perfil Noroeste-Sureste que muestra, al Oeste, un área levantada relacionada con el basamento acústico del Cretácico y un depocentro posiblemente subyacente por un basamento deformado hacia el Este. c) Perfil sísmico Noreste-Sureste muestra un área levantada hacia el Norte, que corresponde al bloque Macuchi expuesto, debido a la presencia de cuerpos intrusivos. Tomado de Aizprua *et al.* (2020).

A nivel regional, Koch *et al.* (2021) crearon dos modelos tridimensionales de las propiedades sísmicas de la corteza y manto superior del Ecuador: 1) para el primer modelo se utilizaron fuentes receptoras de puntos de conversión para resaltar que el grosor de la corteza bajo los Andes ecuatorianos posee un rango de 50 a 65 km, lo que permite explicar las variaciones de densidad dentro de la corteza. 2) el segundo modelo combina fuentes receptoras con datos de dispersión de ondas Rayleigh mediante el ruido ambiental en una inversión conjunta. Mediante este modelo se prevén zonas de baja velocidad entre 5-20 km de profundidad, correspondiente a la corteza media a superior y asociado al área de almacenamiento magmático en reservorios cristalinos con un máximo de 14% de rocas fundidas. Cabe destacar que el perfil A-A' (Chiles-Cerro Negro) se aproxima a Chachimbiro, y los límites de profundidades relacionados a reservorios magmáticos concuerdan con modelos previos (figuras 8.4 y 8.5).

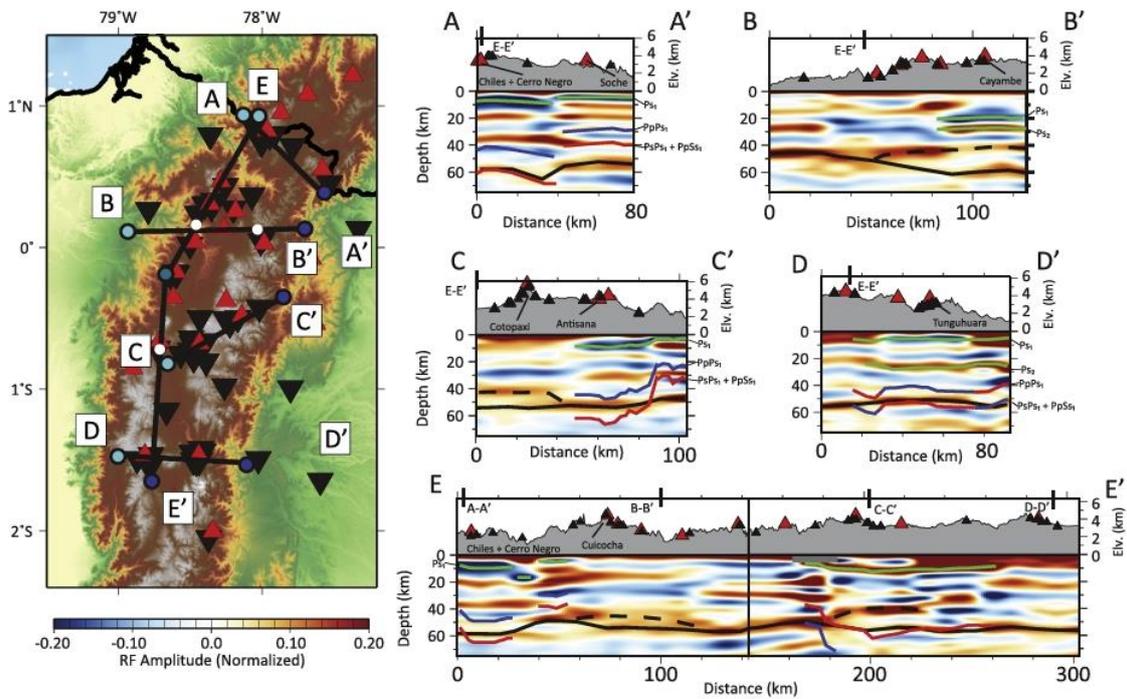


Figura 8.4. Modelo de velocidad de funciones receptoras de puntos de conversión comunes adaptativos para destacar propiedades sísmicas de la corteza y manto superior. a) representación topográfica del Ecuador, con las estaciones sísmicas (triángulos invertidos negros) y volcanes (triángulos rojos). La línea negra gruesa representa la discontinuidad de Moho, mientras que la línea negra discontinua marca discontinuidades a menor profundidad que posiblemente se interpreten como el tope de una zona de transición compuesta por rocas más densas. b) perfil A-A' asociado a Chiles-Cerro Negro, al Norte de la Cordillera Occidental. Tomado de Koch *et al.* (2021).

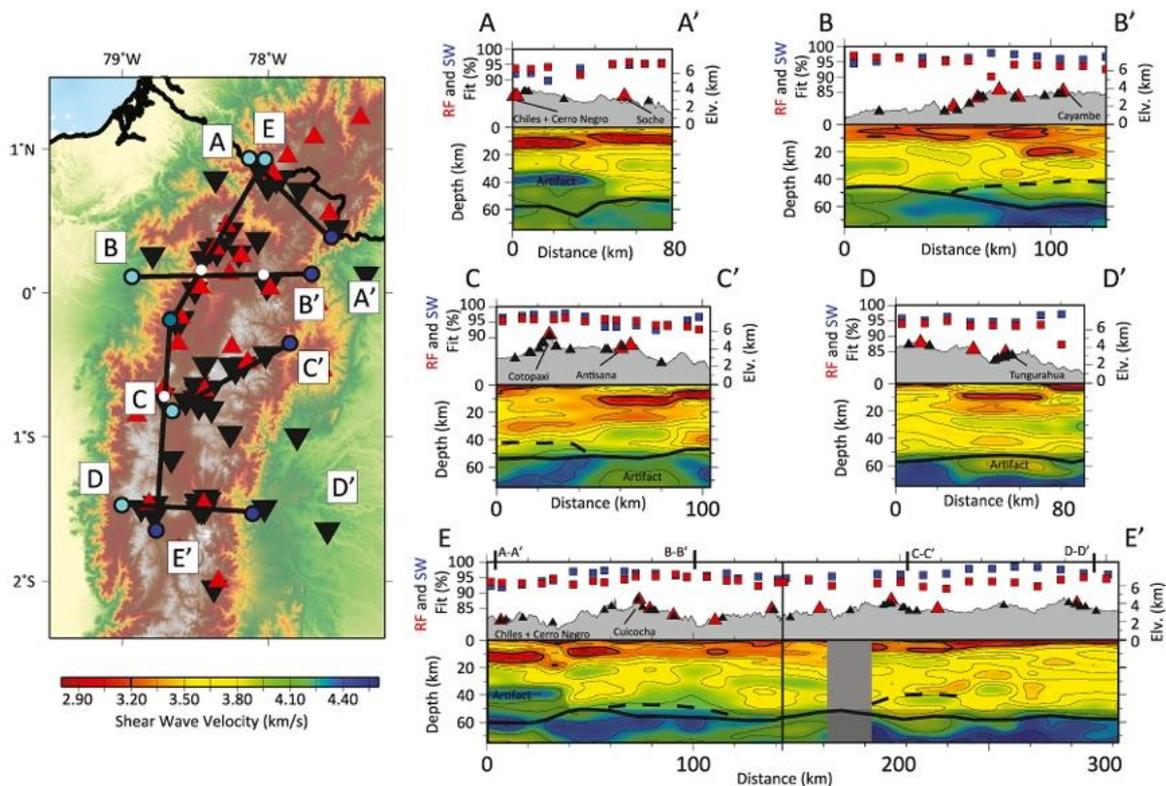


Figura 8.5. Modelo de velocidad de ondas de corte de la inversión conjunta para destacar propiedades sísmicas de la corteza y manto superior. a) representación topográfica del Ecuador, con las estaciones sísmicas (triángulos invertidos negros) y volcanes (triángulos rojos). Las líneas negras continuas y discontinuas se relacionan con límites estructurales corticales debido a la comprensión tectónica y actividad magmática. b) perfil A-A' asociado a Chiles-Cerro Negro, al Norte de la Cordillera Occidental. Tomado de Koch *et al.* (2021).

Adicionalmente, Koch *et al.* (2021) identificaron que para la zona del perfil A-A' existe una zona de baja velocidad con espesor de 8 km aproximadamente, ubicado entre los 6-13 km de profundidad, que podría estar definida por dos zonas *mush* o blanda, debido a la fusión parcial de los materiales de la corteza. Además, Koch *et al.* (2021) mencionan que el ambiente tectonomagnético confirma que esta zona de bajas velocidades existe debido a la acumulación y almacenamiento de reservorios magmáticos, relacionándose a sistemas como Yanaurcu-Chachimbiro y Cotacachi-Guicocha. En la figura 8.6 se establecen los límites de las capas propuestas para el perfil regional E-E', en el cual se evitó profundizar la interpretación por debajo de la transición corteza inferior-manto, debido a la baja resolución.

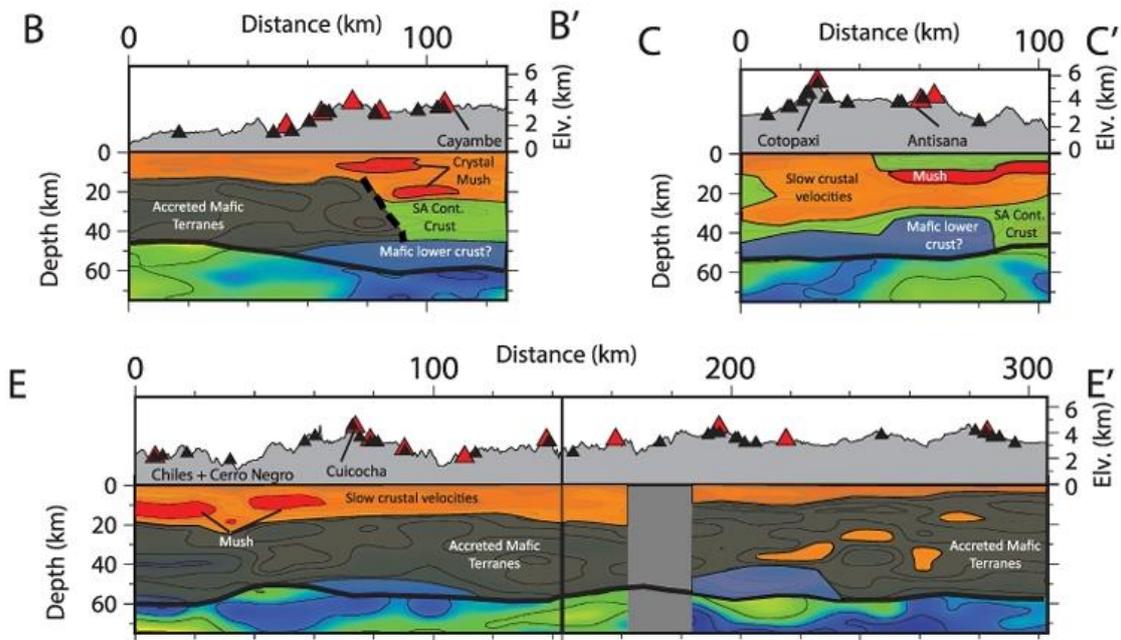


Figura 8.6. Modelo de velocidad de corte de la inversión conjunta que muestran una visión detallada de la estructura geológica debajo de la Cordillera de los Andes en Ecuador. El polígono negro define las rocas máficas acrecionadas. El polígono naranja representa la corteza superior. El polígono azul define la corteza inferior. El polígono verde representa la corteza continental Sudamericana. Los polígonos rojos representan las rocas parcialmente fundidas. Tomado de Koch *et al.* (2021).

8.5 Estructura cortical derivada de la gravimetría y magnetometría

El primer perfil se propuso para la zona nororiental del área mayor, correspondiente al conjunto de datos adquiridos por la Universidad Central del Ecuador, con contrastar las anomalías máximas, intermedias y mínimas del cuarto edificio del complejo volcánico, en el cual descansa el domo Chachimbiro. En las figuras 8.7 y 8.8 se puede apreciar que el perfil A-A' está posicionado verticalmente, en sentido Norte-Sur, superpuesto con las anomalías de Bouguer y magnéticas, respectivamente. Esta ilustración cuenta con la superposición del mapa geológico del Complejo Volcánico Chachimbiro con los de anomalías de Bouguer total satelital y magnéticas terrestres, respectivamente.

La configuración de los contornos de las anomalías de Bouguer posee mejor resolución debido al modelo digital de elevación SRTM GL1, el cual fue de utilidad para visualizar que existe una estructura particular en la zona donde se propuso el trazado del perfil A-A'. El perfil cuenta con 3 km de extensión y se puede dividir en dos secciones: 1) la primera en el sector norte por debajo del cuarto edificio volcánico y aproximado al límite del Valle Interandino, en la longitud 78,24° Oeste y entre las

latitudes $0,455^{\circ}$ y $0,460^{\circ}$ Norte, en la cual ocurren anomalías de Bouguer entre -210 mGal a -160 mGal para altitudes entre 2.600 a 3.000 msnm. 2) la segunda sección se ubica en el sector sur en la longitud $78,24^{\circ}$ y entre las latitudes $0,455^{\circ}$ y $0,445^{\circ}$ Norte, por debajo de la unidad Tumbatú, en la cual existen anomalías de Bouguer entre -200 mGal y - 244 mGal, siendo las mínimas de todo el complejo, para altitudes entre 2.900 a 3.000 msnm.

La configuración de los contornos de las anomalías de Bouguer satelitales se relacionan con los resultados obtenidos para las anomalías magnéticas terrestres, en los cuales se percibe una potencial estructura intrusiva que alimenta al sistema térmico del domo Chachimbiro. Asimismo, exhibe un posicionamiento paralelo a la falla Chachimbiro, la cual es responsable de la mayor actividad hidrotermal y gaseosa dentro del complejo volcánico. Por tanto, a través de máximos de anomalías magnéticas y el contraste de anomalías gravimétricas en el sector nororiental de la zona de estudio, se puede evidenciar el dominio de una estructura más densa que los materiales que lo rodean y con fuertes propiedades ferromagnéticas, cuyos contornos lucen cerrados para ambos casos. Consecuentemente, existe la posibilidad de que exista un cuerpo mediadamente masivo con rocas parcialmente fundidas desde los 8 km de profundidad hasta el nivel medio del mar para la corteza continental en esta sección de cordillera.

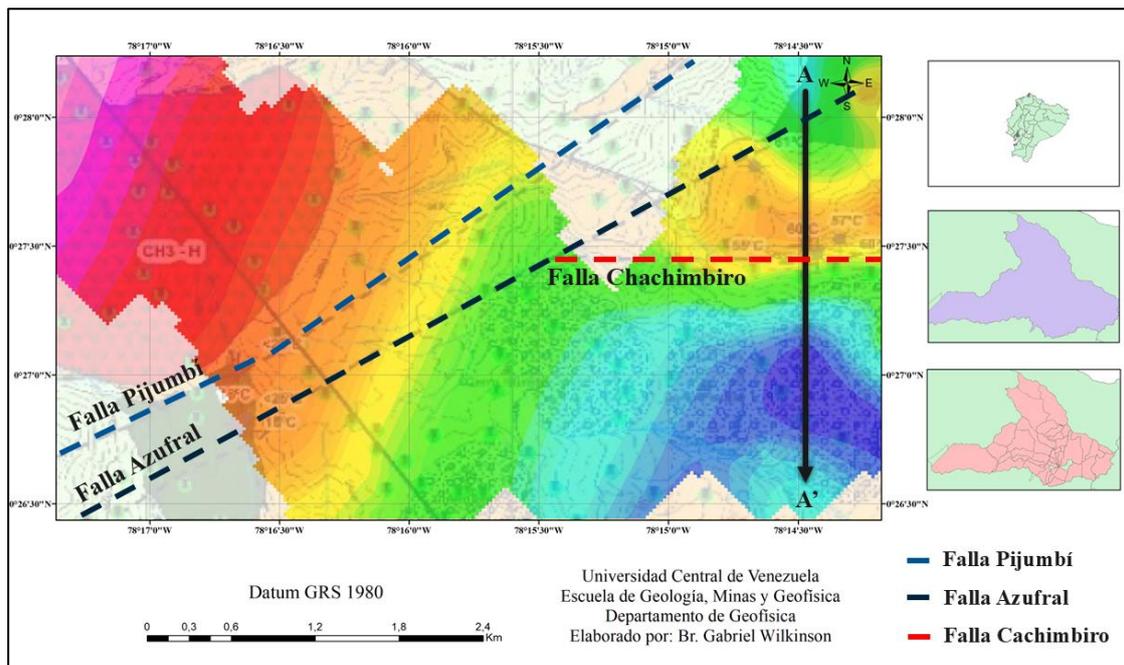


Figura 8.7. Perfil A-A' propuesto para la primera zona de estudio y relación del mapa geológico local con anomalías de Bouguer totales.

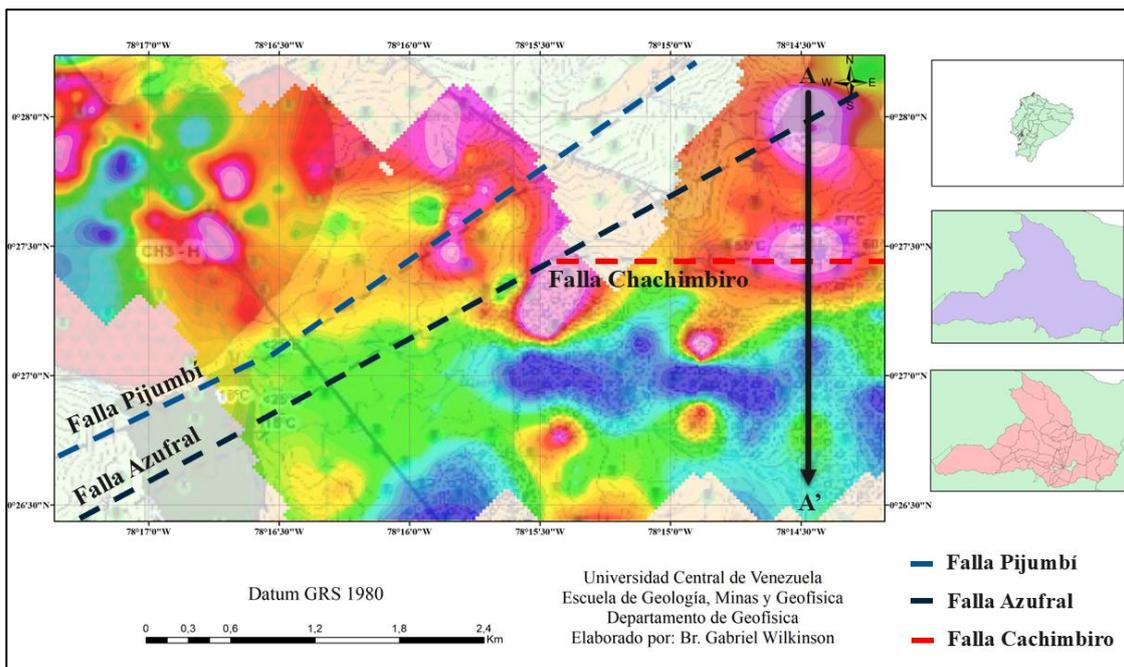


Figura 8.8. Perfil A-A' propuesto para la primera zona de estudio y relación del mapa geológico local con anomalías magnéticas.

El perfil propuesto cuenta con una extensión de 3 km con un error estimado del 5,95% para las anomalías gravimétricas y del 158,16% para las anomalías magnéticas, siendo este último el más debido sensible a errores debido a la incertidumbre de susceptibilidades magnéticas de una zona poco explorada (figura 8.9). Para esta sección, se observa que los rangos de anomalías de Bouguer varían entre -250 mGal -150 mGal, mientras los rangos de anomalías magnéticas están entre -420 nT y 930 nT.

Como resultado, se evaluó un modelo geológico-estructural de 9 km de profundidad, donde se observa la intrusión magmática que invade la mayor parte del perfil propuesto, existiendo su mayor aporte estructural hacia el norte del mismo. Este modelo puede relacionarse con la propuesta de Bernard *et al.* (2014), en el cual se plantó que la estructura magmática principal se encuentra a profundidades entre aproximadamente 14,40 a 8 km; cuya evolución se es independiente de los reservorios superficiales ubicados por encima del nivel del mar, pero que influye en la maduración termal de la corteza superior. A lo largo de esta estructura, se registran anomalías de Bouguer desde -210 mGal a -160 mGal y posee un contorno predecible a lo esperado, mientras el comportamiento de las anomalías magnéticas refleja dos altos gradientes en los cuales se registran superiores a 800 nT, con valores intermedios altos entre ambos.

En este se propone que la Formación Río Cala posee aproximadamente 2 km de espesor y se compone heterogéneamente por lavas masivas y rocas volcanoclásticas de densidades entre 2,0-2,3 g/cm³. Estas son responsables de las anomalías intermedias altas que existen en la sección norte a lo largo del primer kilómetro del perfil, debido a su relación con el sistema volcánico que desde el principio ha estado alimentando a la estructura que posteriormente podría relacionarse al domo Chachimbiro.

Adicionalmente, se observa que ésta suprayece a la Formación Pallatanga, la cual descansa sobre la corteza continental suramericana superior. Por otra parte, se evidencia que la intrusión magmática principal no solo aporta al metamorfismo local, sino también posee un fuerte control estructural, lo que permite gobernar los máximos magnéticos y de anomalías de Bouguer. En otras palabras, es causante del contraste de densidades entre rocas ígneas y volcanoclásticas evidenciado entre los 0,5-1,5 km del perfil, y responsable de los altos gradientes por su alta susceptibilidad.

Mediante estos mapas se puede validar la forma y orientación de la estructura propuesta en el modelo estructural, la cual disminuye en relevancia fuera de su sector. De igual forma, es apreciable que el contacto tectónico con la falla Chachimbiro de forma perpendicular al aproximarse a los 2 km del perfil en sentido Sur, la cual ha sido destacada por su orientación Oeste-Oeste y por formar parte del régimen hidrotermal y de la desgasificación del sistema para esta parte del Complejo Volcánico Chachimbiro. En esta sección existe finaliza el aporte de altos gradientes que coincide en dirección Este-Oeste, delimitada y posiblemente controlada por la falla que posee la misma dirección. No obstante, la relación volcanotectónica continúa siendo una incógnita

(Chiaradia *et al.* 2011), así como también su comportamiento estructural y relación con el basamento del Complejo Volcánico Chachimbiro.

También, es notable que los estratos ubicados al Sur carecen de fuertes susceptibilidades, así como estructuras densas o predominantes que generen un aporte importante en el complejo. En función de las capas más someras de esta sección, se pueden relacionar con estratificación de rocas volcanoclásticas con rangos de densidad entre $0,7-2,67 \text{ g/cm}^3$, como plantean Bernard *et al.* (2014). En este sentido, se observan que las anomalías de Bouguer descenden desde -205 mGal hasta -230 mGal , mientras que las anomalías magnéticas percibidas varían entre 340 nT y -420 nT .

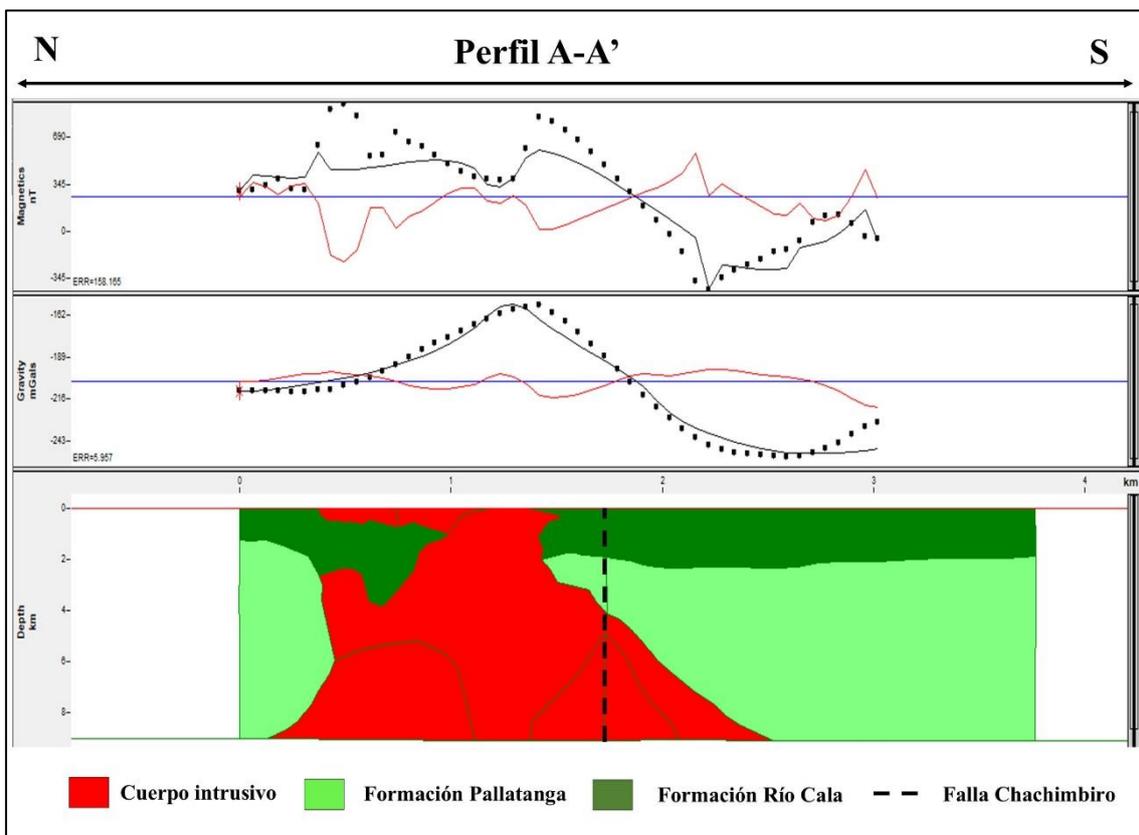


Figura 8.9. Modelo estructural a lo largo del perfil A-A' a partir de la anomalía de magnética terrestre y Bouguer total en el Complejo Volcánico Chachimbiro.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base a la interpretación de los mapas de anomalías gravimétricas, anomalías magnéticas, sismicidad referenciada y modelos geofísicos obtenidos en el respectivo perfil A-A, para visualizar el efecto volcanotectónico en las estructuras del Complejo Volcánico Chachimbiro, ubicado en la Cordillera Occidental del Ecuador, se han planteado las siguientes conclusiones:

- La base de datos satelitales utilizada en el estudio gravimétrico, con su respectiva resolución, permitió entender el comportamiento de las anomalías de Bouguer a nivel regional para la Provincia de Imbabura. La implementación de estos datos permite confirmar que las estructuras más densas y dominantes están asociadas a los complejos de Cotacachi y Chachimbiro, mientras que los menos densos se aproximan al Valle Interandino.
- El mapa geológico local del área local comprendida para el Complejo Volcánico Chachimbiro facilitó la comprensión interpretativa de los mapas de anomalías magnéticas terrestres con sus respectivos filtros aplicados. En el mapa de anomalías magnéticas terrestres para el área referenciada a Yachay Tech, se evidencia un rango entre -214 nT y 301 nT, disminuyendo en dirección Noroeste-Sureste, cuyos máximos se asocian al tercer edificio del complejo volcánico y sus mínimos relacionados a sedimentos volcanoclásticos de la unidad Tumbatú. Por otra parte, en el mapa de anomalías magnéticas terrestres para el área referenciada a UCE, se evidencia un rango entre -444 nT y 644 nT, donde se aprecia que la unidad Tumbatú, segundo edificio volcánico del complejo, contiene en su mayoría bloques de sedimentos volcánicos evidenciados por anomalías intermedias bajas y sedimentos marinos destacados por anomalías mínimas. No menos importante, los focos residuales positivos se relacionan directamente a los domos volcánicos de Albuji, Hugá y Chachimbiro, así como también a la falla Chachimbiro.
- El análisis espectral de las anomalías de Bouguer permitió identificar dos profundidades de fuentes asociadas a estructuras importantes pertenecientes a la estructura interna del Complejo Volcánico Chachimbiro, las cuales yacen entre los 2,35 y 15,30 km. Esto se puede relacionar con las profundidades sugeridas por Bernard *et al.* (2014) y Carranco *et al.* (2021).
- El modelo estructural realizado sobre el perfil A-A', refleja el dominio de la intrusión volcánica vecina a la unidad que alimenta al domo Chachimbiro, perteneciente al cuarto y último edificio del complejo. Éste posee una profundidad

de 9 km y posee un poco más de 2 km de extensión lateral, aproximadamente. Los mayores gradientes magnéticos son proporcionales a los gravimétricos y ambos están relacionados con la intrusión principal, mientras que en el Sur se observan los menores gradientes de anomalías magnéticas y gravimétricas, sector en el cual existen elementos con baja susceptibilidad magnética y bajo contraste estructural.

Por otra parte, se proponen las siguientes recomendaciones para mejorar la caracterización del Complejo Volcánico Chachimbiro:

- La relación entre las anomalías gravimétricas, magnéticas y la topografía, permite avanzar en el entendimiento del vulcanismo y tectonismo local. No obstante, es recomendable llevar a cabo otra campaña de adquisición gravimétrica terrestre, con un gravímetro de alta precisión, que permita correlacionar más adecuadamente los respectivos datos con los de magnetometría terrestre.
- A modo de validar la influencia tectónica regional en la configuración del complejo volcánico, resulta conveniente llevar a cabo futuras investigaciones de inversión gravimétrica, magnetometría, sísmicas y vulcanológicas en el complejo.
- Implementar una campaña de geología de superficie, en la cual se puedan recolectar muestras de rocas a través de perfil propuesto A-A', con la finalidad de verificar las densidades y susceptibilidades magnéticas detalladas. Además, la perforación de pozos exploratorios permitirá reducir la incertidumbre sobre los minerales responsables de las altas susceptibilidades y los flujos geotérmicos.
- Emplear diferentes técnicas para el análisis de fuentes termales que puedan atribuirse a la exploración geotérmica, tales como la configuración del nivel de referencia y la formulación de anomalía generalizada de Bouguer para una superficie equipotencial arbitraria como plantea Nozaki (2001).
- Los estudios geoquímicos precisos de las rocas asociadas a las anomalías magnéticas positivas aún son inciertos, especialmente en las áreas que exhiben estructuras volcánicas alteradas desde el punto de vista hidrotermal y gaseoso. En este sentido, deben focalizarse los estudios a lo largo de la falla Azufra y Chachimbiro para detallar cuáles son los posibles agentes reductores de óxidos metálicos que mediante la formación de sulfuros puedan nutrir depósitos metálicos de intrusiones y sistemas geotérmicos.
- Implementar el uso y comparación de múltiples modelos de elevación, modelos topográficos y modelos gravitaciones globales para reducir márgenes de error y garantizar calidad y precisión en función de los cálculos requeridos para modelar.

REFERENCIAS

- Aizprua, A., Witt, C., Brönnner, M., Johansen, S.E., Barba, D. y Hernández, M.J. (2020). Forearc Crustal Structure of Ecuador Revealed by Gravity and Aeromagnetic Anomalies and Their Geodynamic Implications. *Lithosphere* 2020: 2020 (1): 2810692. doi: <https://doi.org/10.2113/2020/2810692>
- Almeida Vaca, M.A. (2016). Estudio petrográfico y geoquímico del volcán Cotacachi, Provincia Imbabura. *Trabajo Especial de Grado*. Escuela Politécnica Nacional. Quito, Ecuador. 101 p.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F. y Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5): 1048-1065.
- Araque, C. (2018). Modelo geofísico integrado de la geometría de subducción de las placas de Nazca y Suramérica entre los paralelos 0° y 4° S. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Caracas, Distrito Capital, Venezuela. 105 p.
- Araujo, S. (2013). El Moho en Ecuador. Universidad Politécnica Salesiana. La Granja. Vol. 18 (2): 43-47. ISSN: 1390-3799.
- Baize, S., Audin, L., Winter, T., Alvarado, A., Pilatasig, L., Taipe, M., Reyed, P., Kauffmann, P. y Yepes, H. (2014). Paleoseismology and Tectonic Geomorphology of the Pallatanga Fault (Central Ecuador), A Major Structure of the South American Crust. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.030>.
- Baldock, J.W. (1982). Geology of Ecuador: Explanatory Bulletin of the National Geological map of the Republic of Ecuador. Quito, DGGM.
- Barthelmes, F. (2009). Definition of functionals of the Geopotential and their calculation from Spherical Harmonic Models. Scientific Technical Report 155 STR09/02. *GFZ German Research Centre for Geosciences*. Alemania. 36 p.
- Beate, B., Inguaggiato, S., Villares, F., Benitez, S. y Hidalgo, S. (2010). The Cachiayacu Geothermal Prospect, Chacana Caldera, Ecuador. World Geothermal Congress.

- Bellver-Baca, Bellver-Baca, M., Chiaradía, M., Beate, B., Beguelin, P., Deriaz, B., Mendez-Chazarra, N. y Villagómez, D. (2019). Geochemical evolution of the Quaternary Chachimbiro Volcanic Complex (Frontal Volcanic Arc of Ecuador). <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105237>.
- Bernard, B. y Andrade, D. (2011). Mapa de los Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental (Direction de l'Information et de la Culture Scientifique-IRD; Instituto Geofísico-EPN). IG-EPN/IRD. Escala 1:500.000.
- Bernard, B., Robin, C., Beate, B. y Hidalgo, S. (2011). Nuevo modelo evolutivo y actividad reciente del volcán Chachimbiro. 7mas Jornadas en Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional. Quito, Ecuador.
- Bernard, B., Hidalgo, S., Robin, C., Beate, B. y Quijozaca, J. (2014). The 3640–3510 BC rhyodacite eruption of Chachimbiro compound volcano, Ecuador: a violent directed blast produced by a satellite dome. *Bull. Volcanol* 76, 849. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0849-z>.
- Bhattacharyya, B.K. (1966). Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*. 31 (1).
- Boland, M.P., Pilatasig, L.F., Ibadango, C.E., McCourt, W.J., Aspden, J.A., Hughes, R.A. y Beate, B. (2000). Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental. Programa de Información Cartográfica y Geológica. Informe No. 10. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, pp. 72.
- Bravo, M. (2015). Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos en un perfil entre Santa Elena de Uairen y Puerto Ordaz en el estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Caracas, Distrito Capital, Venezuela.
- Cahuana, N. (2012). Generación de un mapa de basamento de la Cuenca Real de Venezuela a partir de datos gravimétricos y magnéticos de modelos combinados de datos satelitales, terrestres y marinos. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Caracas, Distrito Capital, Venezuela. 143 p.

- Calderón Torres, M.A. (2014). Study of Chachimbiro and Chacana geothermal projects, Ecuador, and volumetric assessment. Electricity Corporation of Ecuador – CELEC EP. Ministry of Electricity and Renewable Energies.
- Cantos Figuerola, J. (1973). Tratado de Geofísica Aplicada. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España. (2): 35-54.
- Carranco, A., Green, C. y Ugalde, H. (2021). Subsurface structure interpretation of the north of the Western Cordillera, Ecuador: Insights from aeromagnetic data. The Geological Society of America. Connects 2021. Portland, Oregon, USA.
- CELEC EP. (2016). Estudio de prefactibilidad inicial para elaborar el modelo geotérmico conceptual del proyecto Chachimbiro. Quito, Ecuador.
- Cevallos Piedra, S.N. (2018). Desafíos de la perforación de pozos geotérmicos en la Cordillera Occidental de los Andes Ecuatorianos. *Trabajo de Titulación de Magister*. Universidad Politécnica Nacional. Ecuador, Quito.
- Chambat, F. (1996). Figure de la Terre: Gravimétrie, régime de contraintes et vibrations propres. *Tesis doctoral*. Université Paris 7. París, Francia.
- Chelotti, L., Acosta, N. y Foster, M. (2009). Prospección Gravimétrica. Cátedra de Geofísica Aplicada, U.N.P.S.J.B., Chubut, Argentina.
- Chiaradia, M., Müntener, O. y Beate, B. (2011). Enriched Basaltic Andesites from Mid-crustal Fractional Crystallization, Recharge, and Assimilation (Pilavo Volcan, Western Cordillera of Ecuador). *Journal of Petrology*. 52 (6), 1107-1141.
- Chica Mendoza, J.J. (2022). Emplacement temperatures of the Chachimbiro blast deposits from paleomagnetic data. *Trabajo especial de grado*. Universidad Yachay Tech. Urcuquí, Ecuador.
- Cooper, G.R.J. y D.R. Cowan. (2008). Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics. *Geophysics* 73(3):H1-H4.
- Dobrin, B.M. (1961). Introduction to Geophysical Prospecting. Bulletin of the Seismological Society of America. 51 (1):131.
- Dobrin, B.M. y Savit, C.H. (1988). Introduction to Geophysical Prospecting. Singapore: McGraw-Hill International Editions (Geology Series). (4): 498-506.
- Egbue, O. y Kellogg, J. (2010). Pleistocene to Present North Andean "escape". <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.021>.

- Ego, F., Sébrier, M. y Yepes, H. (1995). Is the Cauca-Patia and Romeral Fault System left or rightlateral? *Geophysical Research Letters*, 22(1), 33-36.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H. y Egues, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259(1-3), 101-116.
- Egüez, A. y Bourgois, J. (1986). La Formación Apagua, edad y posición estructural en la Cordillera Occidental del Ecuador. Cuarto Congreso Ecuatoriano de geología Minas y Petróleos, 161-178.
- Egüez, A., Cajas, M. y Dávila, F. (1988). Distribución de Terrenos oceánicos alóctonos y de terrenos continentales en la Cordillera Occidental del Ecuador: Evidencias en las geotrasversías Otavalo – Selva Alegre y Cañar – La Troncal: *Politécnica, Monografía de Geología*. 13: 101–136.
- Egüez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., Dart, R. y Bradley, L.A. (2003). Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its offshore regions. The US Geological Survey, Report 03-289.
- Faucher, B. y Savoyat, E. (1973). Esquisse Geologique des Andes de L'Equator. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*. 2 (15): 115-142.
- Förste, C., S.L. Bruinsma, O. Abrikosov, J. Lemoine, T. Schaller, H. Götze y R. Biancale (2014). EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. *GFZ Data Services*. <http://doi.org/10.5880/icgem.2015.1>
- Geosoft Inc. (2005). *Tutorial and user guide: Montaj Grav/Mag Interpretation. Processing, Analysis and Visualization System for 3D inversion of potential field data for Oasis Montaj v6.1*. (N. Whitehead, y C. Musselman, Edits.) Toronto: Geosoft Oasis Montaj.
- Geosoft Inc. (2006a). *Tutorial and user guide: Gravity data processing extension for Oasis Montaj v6.3*. (N. Whitehead, C. Musselman, Edits.) Toronto: Geosoft Oasis Montaj.
- Geosoft Inc. (2006b). *Tutorial MAGMAP filtering: 2D frequency domain processing of potential field data, extension for Oasis Montaj 6.4*. (N. Whitehead, C. Musselman, Edits.) Toronto: Geosoft Oasis Montaj.

- Goosens, P.J. y Rose, W.I. (1973). Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador: *Geological Society of America Bulletin*. 84: 1043-1052.
- Granda, B. (2011). Precuaternarias del Proyecto Geotérmico Chachimbiro, Fase de Prefactibilidad.
- Guillier, B., Chatelain, J., Jaillard, E., Yepes, H., Poipinet, G. y Fels, J. (2001). Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South-America). *Geophysical Research Letters*. 28 (19): 3749-3752. <https://doi.org/10.1029/2001GL013257>.
- Gutscher, M., Malavieille, J., Lallemand, S. y Collot, Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6).
- Henderson, W.G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society of London*. 136: 73-78.
- Hinze, W., C. Aiken, J. Brozena, B. Coakley, D. Dater, G. Flanagan y T. Hildenbrand. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics* 70(4):25-32.
- Hughes R. y Bermudez R. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00' and 1°00' S. Proyecto de desarrollo minero y control ambiental, programa de información cartográfica y geológica. Report Number 4. CODIGEM – British Geological Survey. Quito, Ecuador: 75.
- Hughes, R.A. y Pilatasig, L.F. (2002). Cretaceous and Tertiary Block accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador: *Tectonophysics*. 345: 29-48.
- Ince, E. S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F. y Schuh, H. (2019): ICGEM – 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans. - *Earth System Science Data*, 11, pp. 647-674. <http://doi.org/10.5194/essd-11-647-2019>.
- INAMHI. (1982). Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador. Disponible en: https://www.inamhi.gob.ec/docum_institucion/MapasBiblioteca/Geolog-Ecuador-25pc.pdf.

- Jaillard, E., Ordoñez, M., Suarez, J., Toro, J., Iza, D. y Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. 17: 49-58.
- Jaillard, E., Bengton, P. y Dhondt, A. (2005). Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*. 19: 307-323.
- Kane, M. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics* 27: 455-462.
- Keary, P., Brooks, M. y Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. United Kingdom: Blackwell Science. (3): 133-135.
- Kerr, A.C., Aspden, J.A., Tarney, J. y Pilatasig, L.F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic Blocks in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*. 159: 577-594.
- Koch, C.D., Delph, J., Beck, S.L., Lynner, C., Ruíz, M., Hernández, S., Samaniego, P., Meltzer, A., Mothes, P. y Hidalgo, S. (2021). Crustal thickness and magma storage beneath the Ecuadorian arc. doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103331.
- Li, X. y Gotze, H. (2001). Tutorial: Ellipsoid, Geoid, Gravity, Geodesy and Geophysics. *Geophysics*, 66: 1660–1668.
- Li, X., Hildenbrand, T., Hinze, W., Randy, G., Ravat, D. y Webring, M. (2006). The quest for the perfect gravity anomaly: Part 1 – New calculation standards. <https://doi.org/10.1190/1.2370391>.
- LaFehr, T. (1991). An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 56: 1179–1184.
- López, G. y Zura, C. (2013). Correlación de los estudios magnéticos y gravimétricos con la geología del sector de Chachimbiro para prospección geotérmica. *Trabajo especial de grado*. Universidad Central de Ecuador. Quito, Ecuador. 188 p.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Nueva York: Cambridge University Press. (2): 281-294.
- Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, F., Vallejo, C.F. y Winkler, W. (2016). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N

- and ^{37}S : paleomagnetic, radiometric, and fossil evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249, 400-414.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Ethien, R., Jaillard, E., Hernandez, J. y Polve, M. (2003). Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian plateau in Ecuador. *Lithos.* 66: 173–199.
- MMC-MMTEC. (2016). *Preparatory study for the construction project geothermal plant in Chachimbiro. Progress report (Stage 2)*. Mitsubishi Materials Techno Corporation – Mitsubishi Materials Corporation, report for CELEC EP, August, 178 pp.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, E., Hernandez, J. y Polve, M. (2004). The Early Cretaceous San Juan Plutonic Suite, Ecuador: a magma chamber in an oceanic plateau? *Canadian Journal of Earth Sciences.* 41: 1237–1258.
- Milson, J. (2003). *Field geophysics. The geological field guide series*. John Wiley & Sons Ltd.
- Mussett A. y Aftan, M. (2000), *Looking into the earth*. Cambridge University Press: New York.
- Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics* 31: 362-371.
- NASA Shuttle Radar Topography Mission. (2013). Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Global. Distributed by OpenTopography. <https://doi.org/10.5069/G9445JDF>.
- Nettleton, L.L. (2008). *Elementary Gravity and Magnetism for Geologists and Seismologists: Geophysical Monograph Series. Society of Exploration Geophysicists.*
- Niu, Y., O'Hara, M.J. y Pearce, J. (2003). Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: a petrological perspective. *Journal of Petrology.* 44: 851-866.
- Ortiz, O. (2013). *Sismotectónica y peligrosidad sísmica en Ecuador*. Universidad. Complutense de Madrid. Madrid, España.

- Paillacho Simbaña, B.R. (2023). Bibliographic Review Western Cordillera. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Ciencias de la Tierra, Energía y Ambiente. Universidad Yachay Tech. Urcuquí, Ecuador. 92 p.
- Pauta Ordóñez, J. (2021). Magnetometry survey applied to geothermal exploration in Chachimbiro, northern of Ecuador. Trabajo especial de grado. Escuela de Ciencias de la Tierra, Energía y Ambiente. Universidad Yachay Tech. Urcuquí, Ecuador. 83 p.
- Pilicita, B. (2016). A 3D Model of the Chachimbiro Geothermal System in Ecuador Using Petrel. Electricity Corporation of Ecuador – CELEC EP. Ministry of Electricity and Renewable Energies.
- Regan, R. y Hinze, W. (1976). The effect of finite data length in the spectral analysis of ideal gravity anomalies. *Geophysics*. 41 (1).
- Reguzzoni, M. y Sampietro, D. (2012). Moho estimation using goce data: a numerical simulation. International Association of Geodesy Symposia. Geodesy for Planet Earth. 136: 205-214.
- Reynolds, J. (1997). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley Editorial.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M. y Mascle, G. (1999). Oceanic Plateau Island arcs of Southwestern Ecuador: Their place In the Geodynamic Evolution of Northwestern South America: *Tectonophysics*. 307: 235-254.
- Robles Hidalgo, A., Bernard Andrade, B., Mothes Ramón, P. y Ruiz Ordoñez, G. (2014). Los volcanes activos y potencialmente activos del Ecuador Continental y sus redes de monitoreo. Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional.
- Rosales, R.N. (2023). Validación de los datos gravimétricos satelitales del modelo EIGEN-6C4 en un sector del Municipio Cedeño, estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Caracas, Distrito Capital, Venezuela. 91 p.
- Ruiz, G. (2011). Geologic model. In: SYR, Initial pre-feasibility study to develop a conceptual model for the Chachimbiro geothermal project. SYR, Report.

- SYR. (2012). Consultoría para el Estudio de Prefactibilidad Inicial para Elaborar el Modelo Geotérmico Conceptual del Proyecto Chachimbiro. Informe Final.
- Sigal, J. (1968). Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Informe Instituto Francés de petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería. Quito.
- Spector, A., y Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.
- Tamay Granda, J.V. (2018). Estructura de cuencas intramontañosas del Sur de Ecuador en relación con la tectónica de la Cordillera de los Andes a partir de datos geofísicos y geológicos. *Tesis doctoral*. Universidad de Granada. Granada, España.
- Telford W.M., Geldart L.P. y Sheriff R.E. (2004). *Applied Geophysics*. Australia: Cambridge University Press. (2): 6-24.
- Thébault, E., Finlay, Beggan, C., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coisson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, Hulot y Zvereva, T. (2015). International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space, Springer Open Journal*, 67-79. doi: <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>.
- Thompson, D. T. (1982). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 31-37. doi:10.1190/1.1441278.
- Tipantásig, H. (2017). Exploración gravimétrica del Complejo Volcánico Chachimbiro: Provincia de Imbabura. Trabajo Especial de Grado. Facultad de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Ambiental. Universidad Central del Ecuador. Quito, Ecuador. 120 p.
- Toledo, J. (2018). Procesamiento e interpretación de datos gravimétricos de la región de Parguaza, estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Caracas, Distrito Capital, Venezuela. 82 p.
- Toro, J.A. y Jaillard, E. (2005). Provenance of the Upper Cretaceous to upper Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador: Geodynamic implications. *Tectonophysics*. 399: 279-292.

- Torres, L.A. y Urquiza, M. (2013). Evaluación del Estudio de Prefactibilidad Inicial Proyecto Geotérmico de Chachimbiro – Ecuador. Ciudad Universitaria: Programa Regional de Entrenamiento Geotérmico (PREG).
- UNESCO. (2019). Imbabura UNESCO Global Geopark (Ecuador). [Página web en línea]. Disponible en: <https://en.unesco.org/global-geoparks/imbabura>.
- Vallejo, C. (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene). Doctoral Thesis ETH, No. 17023, 215.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F. y Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America Memoir*. 204: 197-216.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. y Luzieux, L. (2009). Evolución Geodinámica de la Cordillera Occidental (Cretácico Tardío-Paleógeno), 1 (1): 112-130.
- Van Der Kaaden, G. y Kehrer, W. (1979). Notes on the geology of Ecuador, with special reference to the Western Cordillera. *Geologische Jahrbuch*. 35: 5-57.
- Van Thournout, F. (1991). Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian northwestern cordillera: Metallogenic and Geodynamic implications. *Tesis de Doctorado*. Lovaina, Bélgica: Katholieke Universiteit Leuven.
- White, S. M., Trenkamp, R. y Kellogg, J. N. (2003). Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador–Colombia subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 216 (3), 231-242.
- Wilkinson, I.P. (1998). Foraminifera from a suite of Late Cretaceous to Palaeogene samples of the Cordillera occidental, Ecuador. Technical Report WH/98/163R Biostratigraphy and Sedimentology Group BGS. Nottingham, UK.
- Winter, T., Avouac, J. y Lavenu, A. (1993). Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophysical Journal International*, 115 (3): 905–920.
- Wolf, T. (1892). Geografía y geología del Ecuador. Grand & Toy, Toronto: 684.
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y. y Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics* 35(5), 1249-1279.

APÉNDICE

Apéndice A: Modificación de la función `igrfmagm` en MatLab.

%Definir las coordenadas directamente en el script

```
Latitudes = [ ]
```

```
Longitudes = [ ]
```

```
Altitud = [ ]
```

% Fecha de interés en formato decimal

```
date_decimal = deyear(año, mes, día);
```

% Asignar el número de puntos

```
num_points = length(latitudes);
```

% Prealocar matrices para resultados

```
XYZ = zeros(num_points, 3);
```

```
H = zeros(num_points, 1);
```

```
D = zeros(num_points, 1);
```

```
I = zeros(num_points, 1);
```

```
F = zeros(num_points, 1);
```

% Calcular el campo magnético para cada punto

```
for i = 1:num_points
```

```
[XYZ(i, :), H(i), D(i), I(i), F(i)] = igrfmagm(altitud(i), latitudes(i), longitudes(i),  
date_decimal, 13);
```

```
end
```

% Guardar los resultados en un archivo CSV

```
T = table(latitudes', longitudes', altitud', XYZ(:,1), XYZ(:,2), XYZ(:,3), H, D, I, F, ...
```

```
'VariableNames', {'Latitude', 'Longitude', 'Altitude', 'X', 'Y', 'Z', 'H', 'D', 'I', 'F'});
```

```
writetable(T, 'campo_magnetico_datos.csv')
```


Apéndice B: Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador

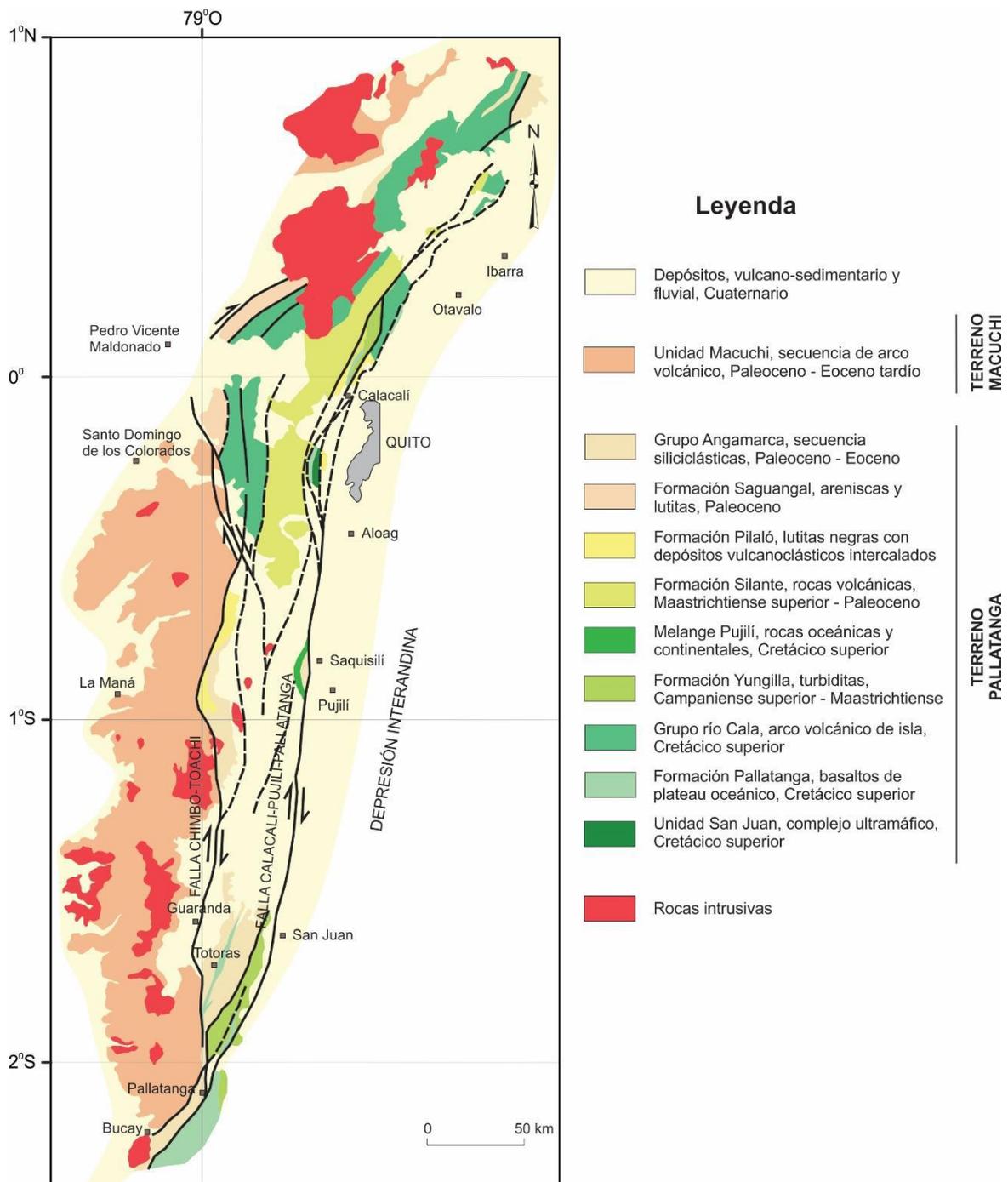


Figura B.2. Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador. Tomado de Tamay Granda (2018) y modificado de Hughes y Pilatasig (2002).

Apéndice C: Modelo Magnético Mundial (WMM).

C.1) US/UK World Magnetic Model – Inclinación (I):

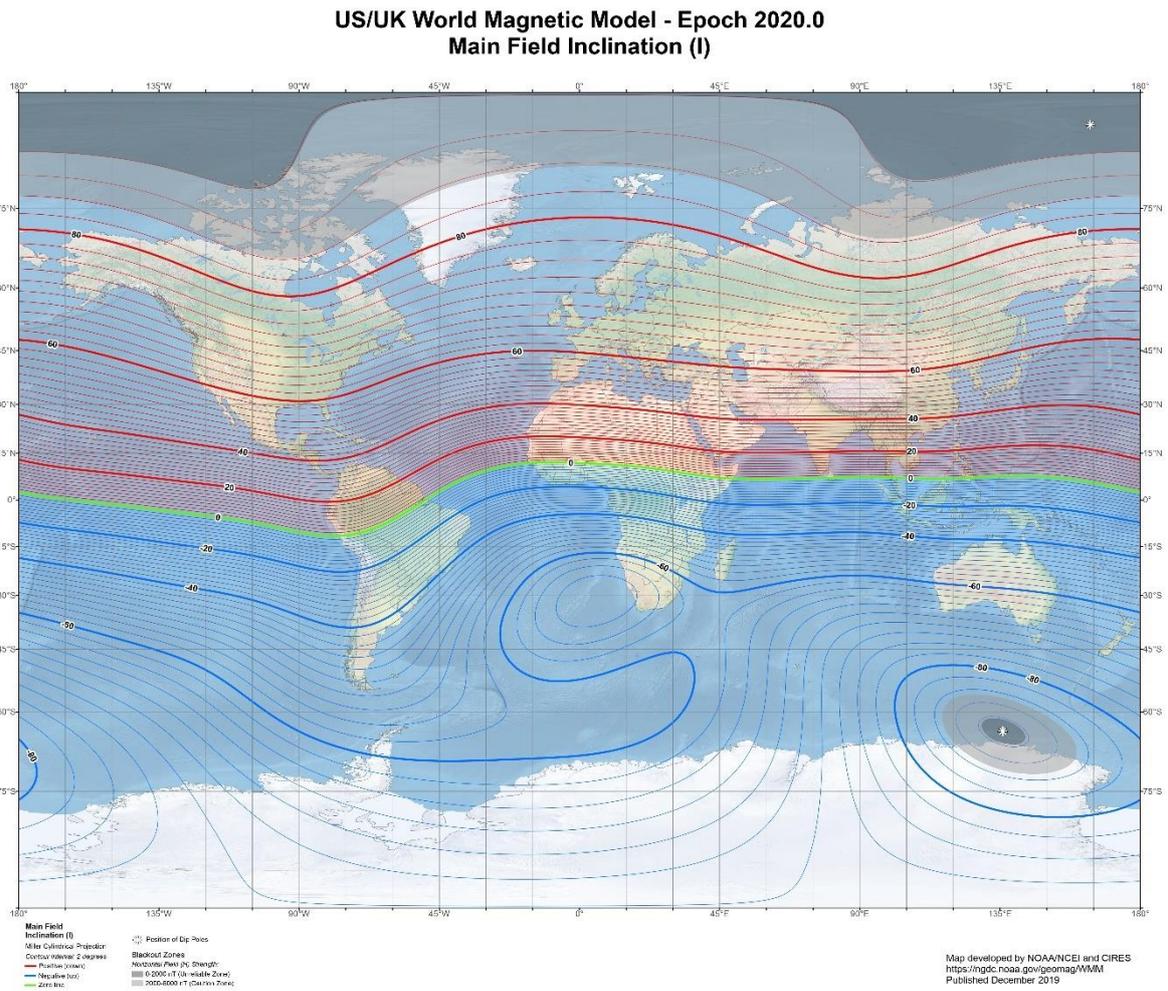


Figura C.1. Mapa de Inclinación Magnética. Tomado de NCEI (2020).

C.3) US/UK World Magnetic Model – Intensidad Total (F):

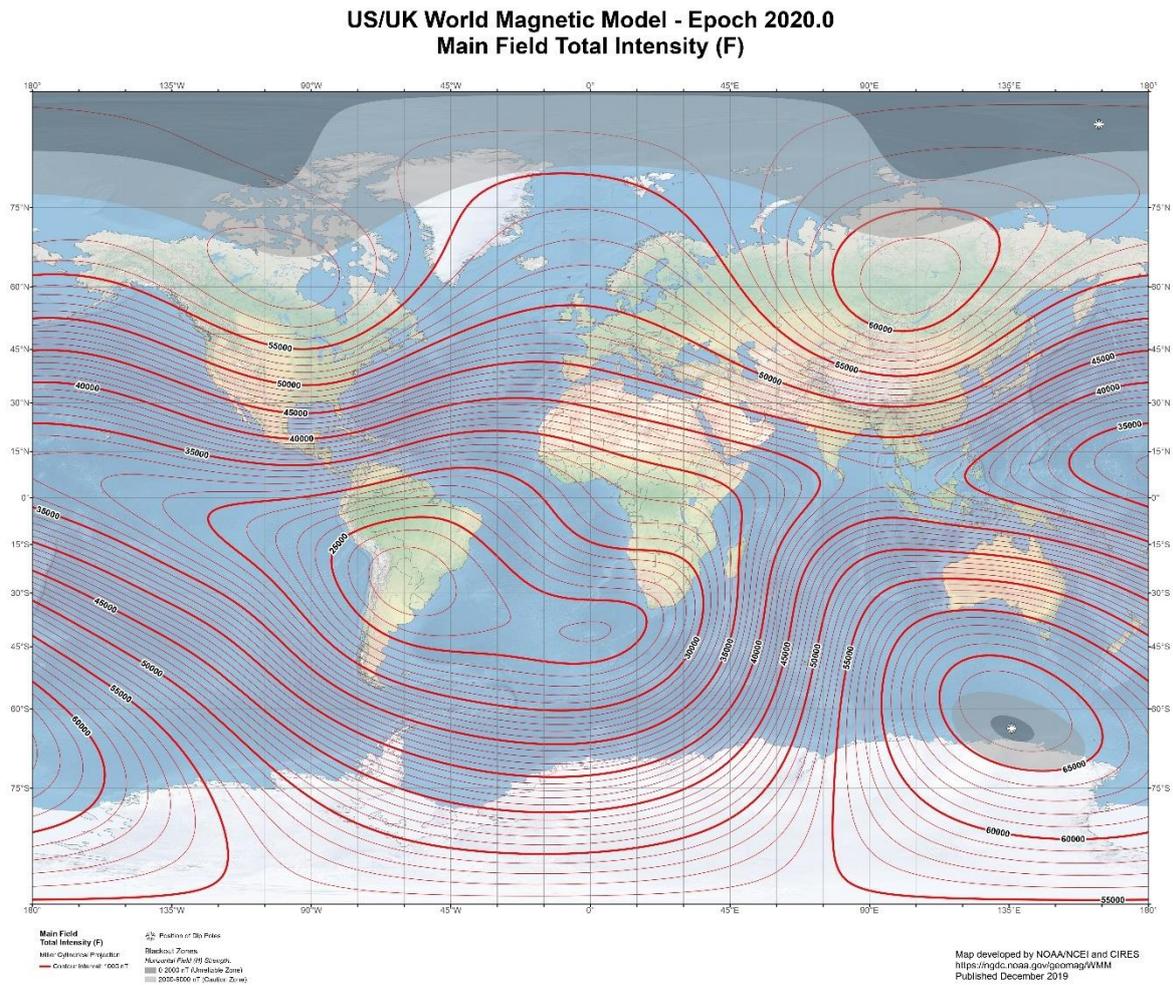


Figura C.3. Mapa de Declinación Magnética. Tomado de NCEI (2020).

Apéndice D: Modelo propuestos.

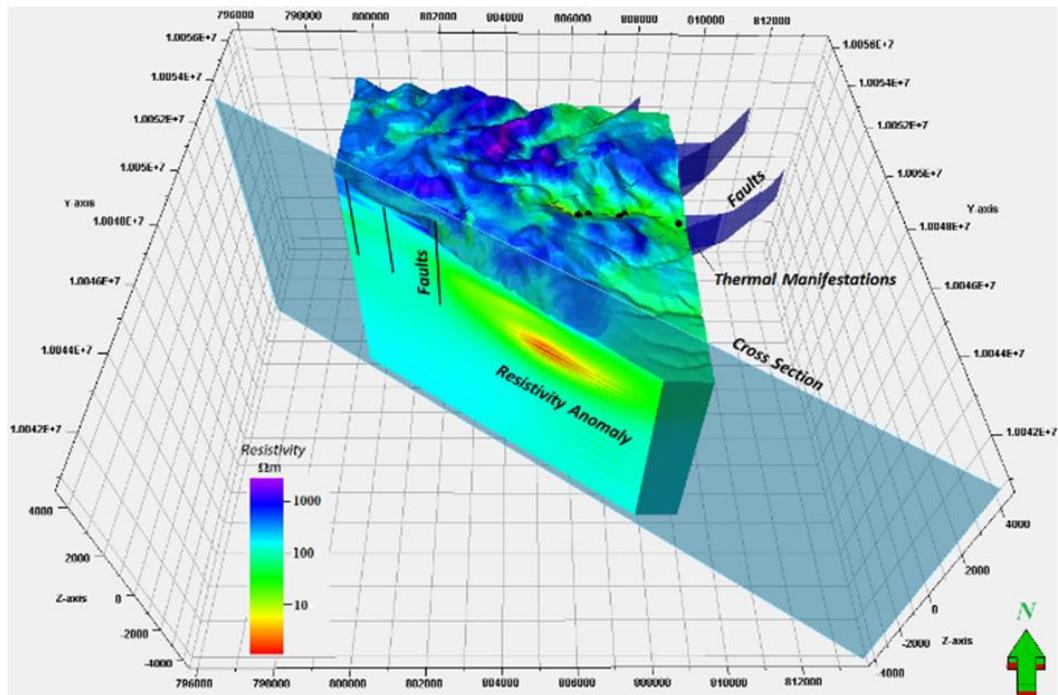


Figura D.1. Modelo de resistividades aparentes en el Complejo Volcánico Chachimbiro. Tomado de Pilicita (2016).

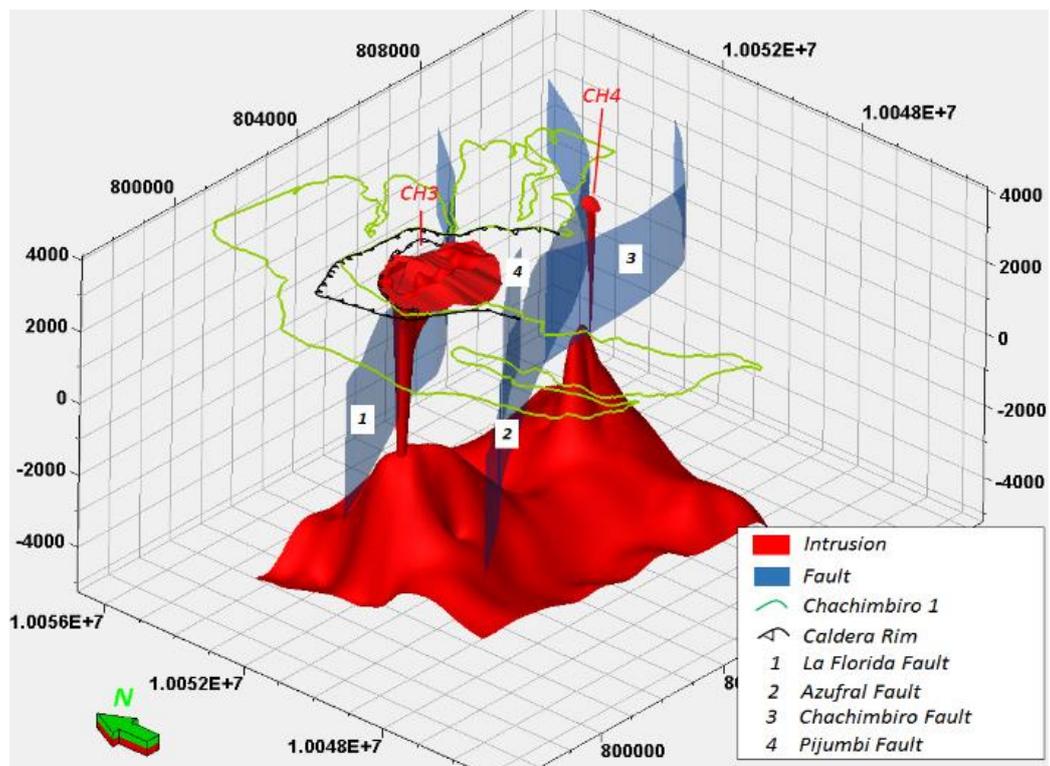


Figura D.2. Modelo estructural de intrusiones y ascenso magmático en los domos de Albuji, Hugá y Chachimbiro. Tomado de Pilicita (2016).

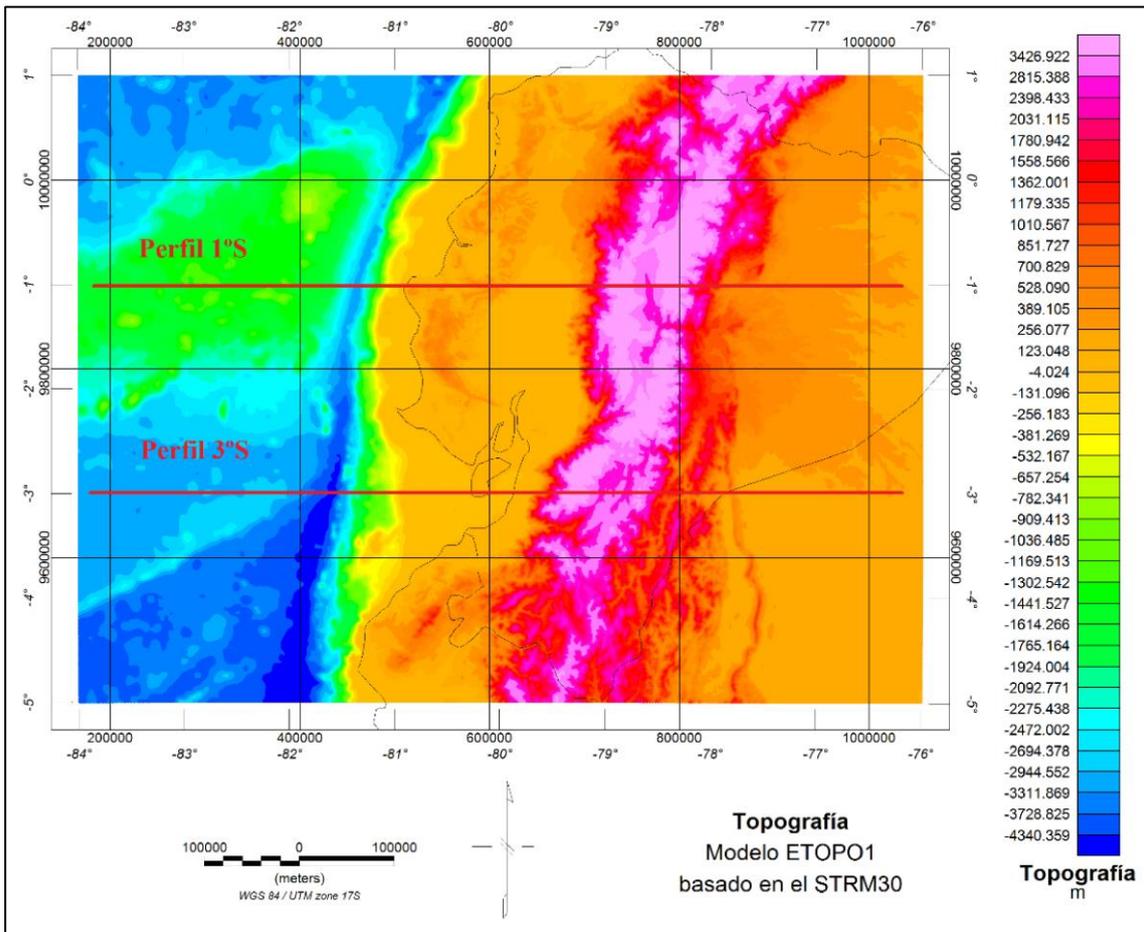


Figura D.3. Trazado de perfiles en dirección Oeste-Este. Tomado de Araque (2018).

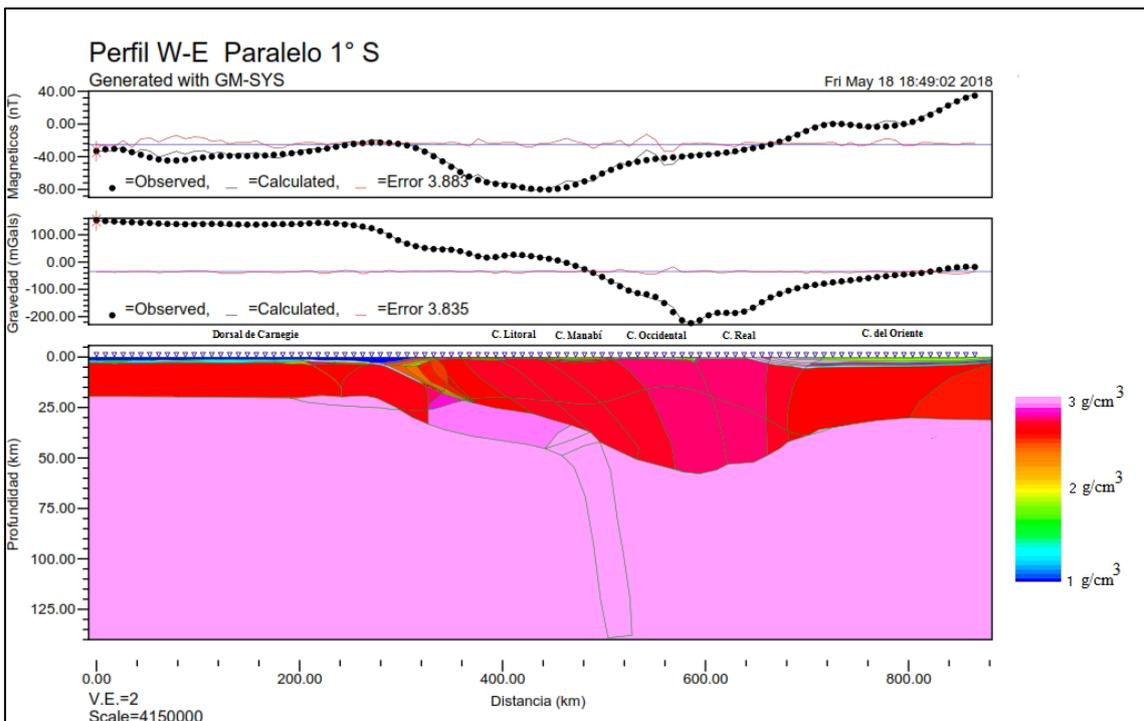


Figura D.4. Modelo sobre perfil 1° Sur con contraste de densidades. Tomado de Araque (2018).

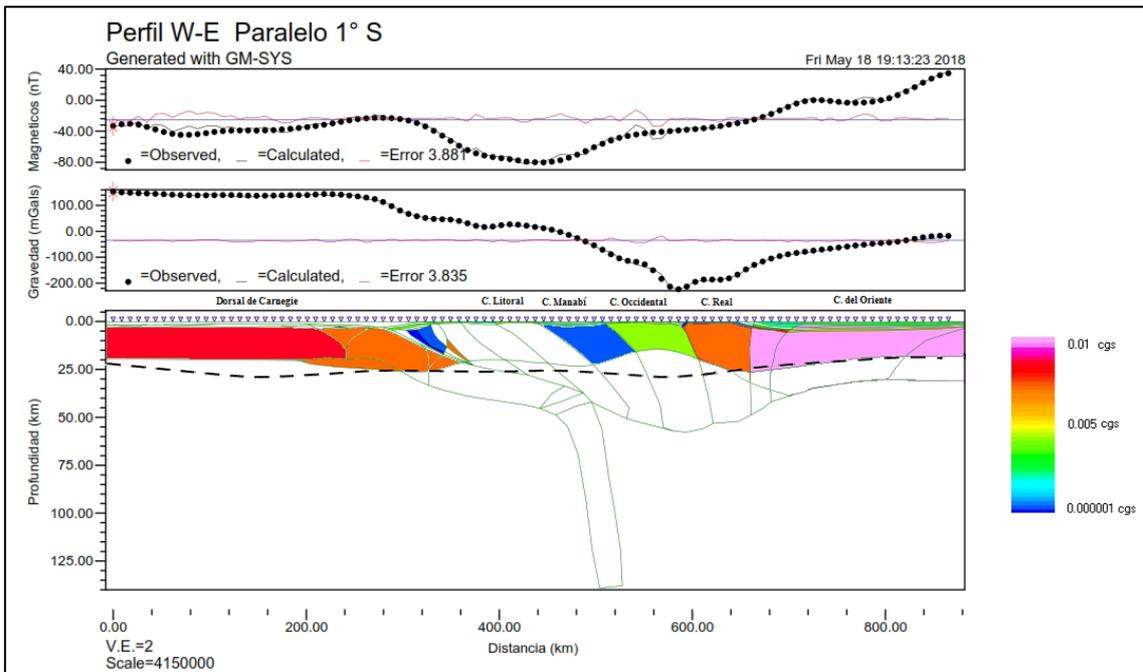


Figura D.5. Modelo sobre perfil 1° Sur con contraste de susceptibilidades magnéticas. Tomado de Araque (2018).

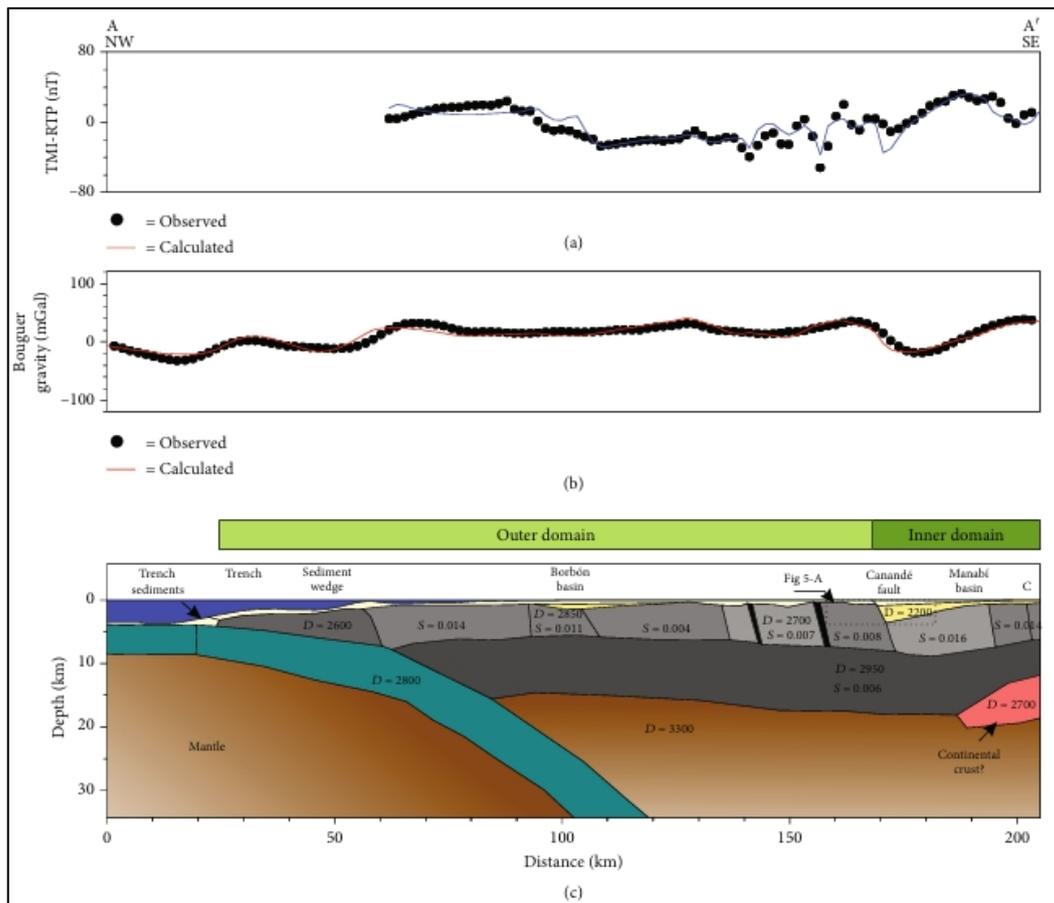


Figura D.6. a) Intensidad magnética total observada y calculada, reducida al polo (TMI-RTP) a lo largo del perfil, utilizando el campo de referencia geomagnético internacional (IGRF). b) Anomalía de Bouguer observada y calculada. c) Sección geológica estructural. Tomado de Aizprua *et al.* (2020).

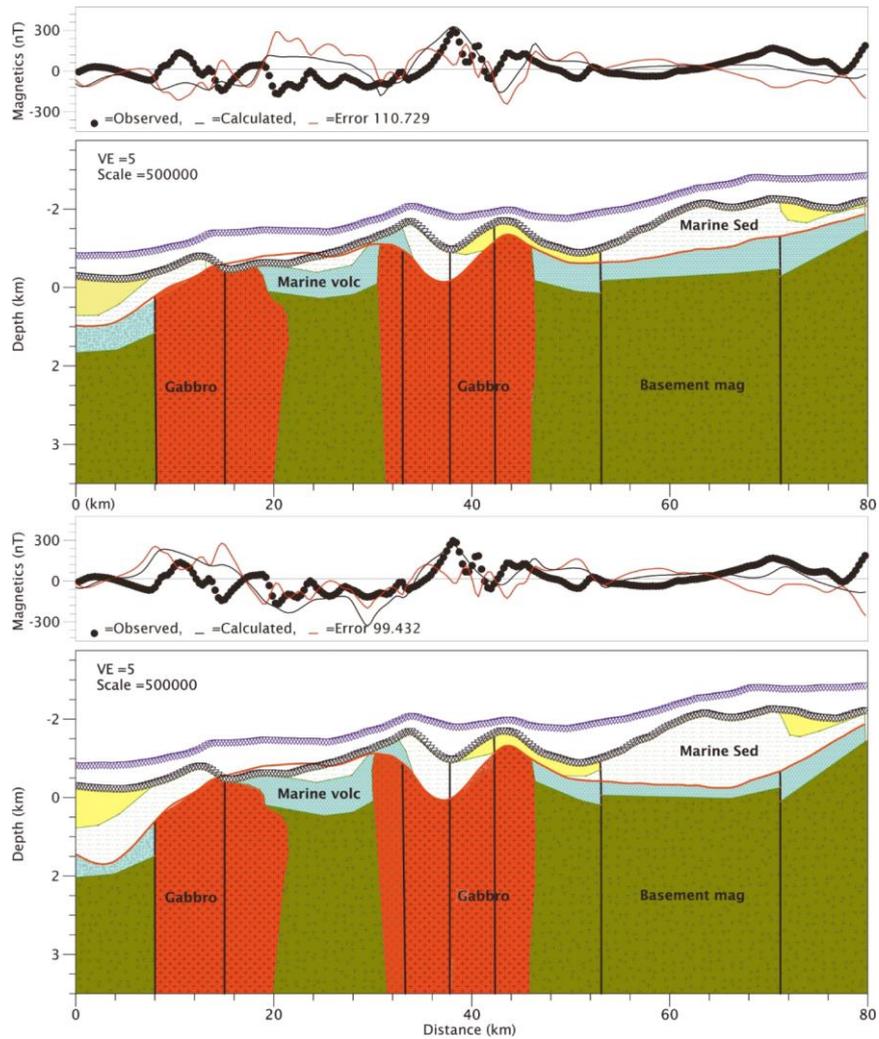


Figura D.7. Modelo estructural con tendencia a cizallamiento, en dirección Noroeste-Sureste, donde se propone como producto de fallas sinestrasales-inversas simples por el movimiento de fallas dextrales bajo un régimen transpresional. Tomado de Carranco *et al.* (2021).

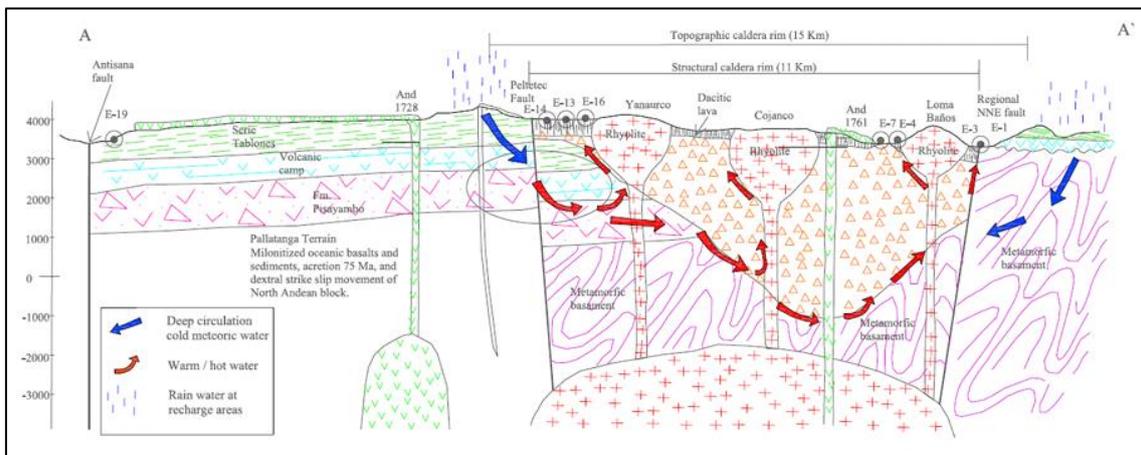


Figura D.8. Sección geológica-estructural del Complejo Volcánico Chacana, Ecuador. Tomado de Beate *et al.* (2010).

Apéndice E: Modelo propuestos en el Complejo Volcánico Chachimbiro.

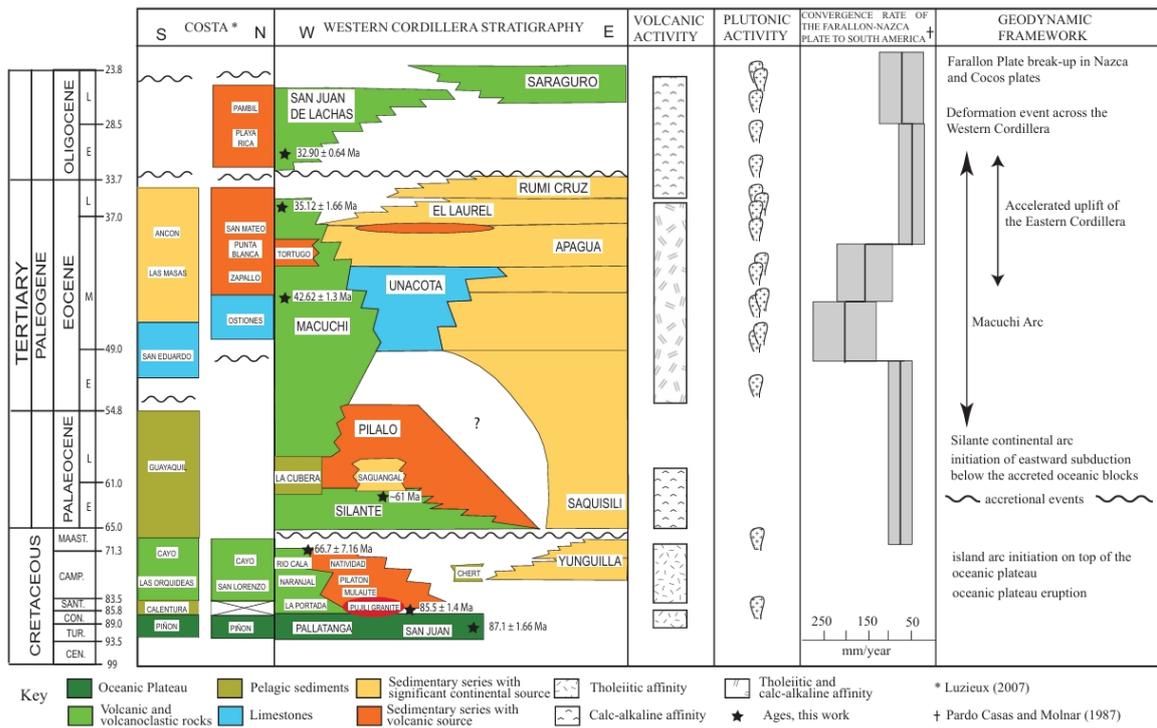


Figura E.1. Evolución geológica de la Cordillera Occidental del Ecuador desde el Cretácico Tardío hasta el Oligoceno. Tomado de Bernard (2007).

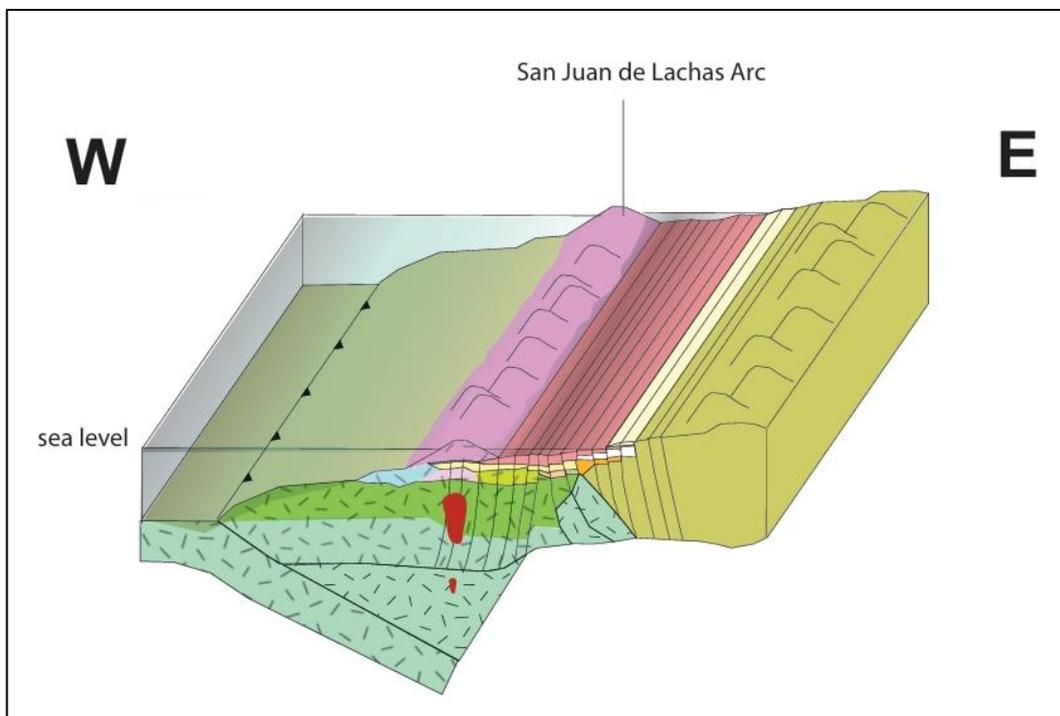


Figura E.2. Reconstrucción paleotectónica de la Cordillera Occidental durante el Oligoceno. Tomado de Bernard (2007).

Apéndice F: Densidades y susceptibilidades magnéticas en cuerpos geológicos.

AVERAGE DENSITIES OF HOLOCRYSTALLINE IGNEOUS ROCKS			
Rock	Number of samples	Mean density, g/cm ³	Range of density, g/cm ³
Granite	155	2.667	2.516-2.809
Granodiorite	11	2.716	2.668-2.785
Syenite	24	2.757	2.630-2.899
Quartz diorite	21	2.806	2.680-2.960
Diorite	13	2.839	2.721-2.960
Norite	11	2.984	2.720-3.020
Gabbro, including olivine gabbro	27	2.976	2.850-3.120
Diabase, fresh	40	2.965	2.804-3.110
Periodotite, fresh	3	3.234	3.152-3.276
Dunite*	15	3.277	3.204-3.314
Pyroxenite	8	3.231	3.10 -3.318
Anorthosite	12	2.734	2.640-2.920

Source: R. A. Daly, in "Handbook of Physical Constants," rev. ed., Geol. Soc. Am. Mem. 97, 1966.
* From Birch, J. Geophys. Res., vol. 65, p. 1083, 1960.

Figura F.1. Promedio de densidades de rocas ígneas holocristalinas. Tomado de Dobrin *et al.* (1988).

MEASURED SUSCEPTIBILITIES OF ROCK MATERIALS		
Material	$k \times 10^6$, cgs units	At H , Oe
Magnetite	300,000-800,000	0.6
Pyrrhotite	125,000	0.5
Ilmenite	135,000	1
Franklinite	36,000	
Dolomite	14	0.5
Sandstone	16.8	1
Serpentine	14,000	30.5
Granite	28-2700	1
Diorite	46.8	1
Gabbro	68.1-2370	1
Porphyry	47	1
Diabase	78-1050	1
Basalt	680	1
Olivine-diabase	2000	0.5
Peridotite	12,500	0.5-1.0

Source: C. A. Heiland, "Geophysical Exploration," Prentice-Hall, Inc., 1940, and L. B. Slichter, "Handbook of Physical Constants," Geol. Soc. Am., Spec. Paper 36, 1942.

Figura F.2. Promedio de susceptibilidades de materiales. Tomado de Dobrin *et al.* (1988).

Tabla F.1. Densidades y susceptibilidades magnéticas de cuerpos geológicos en la Cordillera Occidental. Tomado de Araque (2018).

Cuerpo	Densidad (g/cm ³)	Susceptibilidad magnética (cgs)	Densidad media (g/cm ³)	Susceptibilidad magnética media (cgs)
Aire	0,00000	0,000000	0,00000	0,00000
Océano Pacífico	1,02400	0,000000	1,02400	0,00000
Corteza Oceánica	3,08560	0,020193	3,05096	0,00315
Corteza Oceánica	2,94050	0,011532		
Corteza Oceánica	3,22520	0,000375		
Corteza Oceánica	3,06920	0,000022		
Corteza Oceánica	2,80000	0,009364		
Corteza Oceánica	2,87840	0,003492		
Corteza Oceánica	3,77310	0,000573		
Corteza Oceánica	3,12570	0,000092		
Corteza Oceánica	3,21920	0,000512		
Corteza Oceánica	3,30470	0,003035		
Corteza Oceánica	2,83270	0,001466		
Corteza Oceánica	2,72540	0,002688		
Corteza Oceánica	2,57360	0,001258		
Corteza Oceánica	3,20230	0,000000		
Corteza Oceánica	2,68320	0,002156		
Corteza Oceánica	3,77570	0,000000		
Corteza Oceánica	2,72540	0,000000		
Corteza Oceánica	2,97730	0,000000		
Prisma de Acreción	2,64650	0,000484		
Prisma de Acreción	2,92180	0,000030		
Prisma de Acreción	2,90920	0,001641		
Prisma de Acreción	2,53230	0,000535		
Prisma de Acreción	2,86540	0,000165		
Prisma de Acreción	2,53820	0,013748		
Prisma de Acreción	2,57360	0,002907		
Prisma de Acreción	2,53710	0,000165	2,72795	0,00554
Prisma de Acreción	2,57600	0,000315		
Corteza Continental	2,76940	0,002768		
Corteza Continental	2,84810	0,001303		
Corteza Continental	2,77200	0,009599		
Corteza Continental	2,78930	0,008381		
Corteza Continental	2,66800	0,007406		
Corteza Continental	2,68810	0,004333		
Corteza Continental	2,78950	0,010761		
Corteza Continental	2,66930	0,013301		
Corteza Continental	2,63300	0,021323		
Corteza Continental	2,60480	0,001610		
Corteza Continental	2,66530	0,013334		

Cuerpo	Densidad (g/cm ³)	Susceptibilidad magnética (cgs)	Densidad media (g/cm ³)	Susceptibilidad magnética media (cgs)		
Corteza Continental	2,68810	0,000000				
Corteza Continental	2,77200	0,000000				
Corteza Continental	2,78930	0,000000				
Corteza Continental	2,76940	0,000000				
Corteza Continental	2,78950	0,000000				
Corteza Continental	2,66930	0,000000				
Sedimentos	2,49330	0,000186	2,41827	0,00812		
Sedimentos	2,54190	0,001227				
Sedimentos	2,53610	0,003811				
Sedimentos	2,32690	0,005188				
Sedimentos	2,58090	0,000254				
Sedimentos	2,36050	0,056715				
Sedimentos	2,34300	0,000954				
Sedimentos	2,43140	0,027793				
Sedimentos	2,36050	0,000000				
Sedimentos	2,43140	0,000000				
Sedimentos	2,39690	0,000983				
Sedimentos	2,21640	0,000280				
Cordillera Occidental	2,80590	0,003035			2,8263	0,00248
Cordillera Occidental	2,83650	0,000000				
Cordillera Occidental	2,83780	0,004395				
Cordillera Real	2,83650	0,008946	2,84677	0,0037		
Cordillera Real	2,86470	0,000000				
Cordillera Real	2,83780	0,000000				
Manto	3,60140	0,008392	3,52505	0,00957		
Manto	3,49960	0,007405				
Manto	3,49960	0,022487				
Manto	3,49960	0,000000				