



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ESTRUCTURA INTERNA DE LA CALDERA LA PACANA (II
REGIÓN) MEDIANTE GRAVIMETRÍA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS,
MENCION GEOFÍSICA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FRANCISCO JAVIER DELGADO DE LA PUENTE

PROFESOR GUÍA:

ANDRÉS PAVEZ ALVARADO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

EMILIO VERA SOMMER

CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

CONSTANTINO MPODOZIS MARÍN

SANTIAGO, CHILE

DICIEMBRE 2010

Resumen

La caldera La Pacana se ubica en la Cordillera Occidental de la Región de Antofagasta, Chile, y es una estructura volcánica de colapso de 65 por 30 km, aproximadamente, la cual hace de ella una de las más grandes en el mundo. Los volúmenes de material eruptado por esta caldera llegarían a 2500 km³, aproximadamente, con un VEI (índice de explosividad volcánica) de 8,7, lo que la hace la quinta erupción más grande de la que haya registro geológico, y cuyo relleno de ignimbritas intra-caldera tendría un espesor entre 0,9 y 2 km. Esta estructura volcánica tiene una orientación aproximada NS, cuyos límites E, S y SW corresponden a un borde topográfico, mientras que los límites N y W no se observan, al encontrarse cubiertos por unidades volcánicas más jóvenes. El centro de la caldera está ocupado por un domo resurgente elongado en direcciones NW-SE y NE-SW, de 48 por 12 km.

Debido a que para entender la dinámica de las calderas es necesario conocer su estructura, se propuso estudiar la estructura interna de la caldera La Pacana mediante gravimetría. Durante Enero-Febrero de 2009 se adquirieron 71 nuevas estaciones gravimétricas, apoyadas con posicionamiento con GPS diferencial, las cuales fueron complementadas con datos de estudios previos. Las estaciones gravimétricas adquiridas permitieron obtener la grilla de anomalía residual de Bouguer, y a partir de ella, los productos asociados, tales como las grillas de derivadas horizontales y verticales. Luego, se procedió a integrar estos datos con la información geológica de la zona de estudio para realizar una modelación directa en 2,5D, con la que se construyeron perfiles geológicos de las anomalías geofísicas de interés.

Los resultados del procesamiento y la modelación gravimétrica muestran que dentro de La Pacana se observa una anomalía negativa con una amplitud promedio de -15 mGal, la cual llega hasta -24 mGal en su parte central y -40 mGal en su parte N. Este tipo de señales negativas es el que se espera en esta clase de cuerpos volcánicos, las cuales pueden ser explicadas por el contraste de densidad negativo entre el material de relleno y el basamento precaldera fuera de ella. La forma asimétrica de las anomalías indicaría que no todo el relleno de la caldera tiene la misma profundidad. En base a la distribución de las anomalías negativas en el mapa de segunda derivada vertical, y a la reinterpretación de la estratigrafía de la caldera, es posible determinar la presencia de dos estructuras anidadas, las cuales son denominadas como caldera Pujsa (fuente de la ignimbrita Pujsa) y caldera La Pacana (fuente de la ignimbrita Atana). Los bordes N, E, S y W de la caldera La Pacana y los bordes W y N de la caldera Pujsa, los cuales no habían sido reconocidos previamente, fueron delimitados mediante el filtro de segunda derivada vertical. El mecanismo de colapso asociado a la caldera Pujsa sería uno de tipo “piecemeal”, mientras que para La Pacana se propone una mezcla entre un “trapdoor” con un “piecemeal” tipo “funnel”, por lo que en la primera, la zona de colapso principal está concentrada en la parte central de la caldera, mientras que en la segunda, está en su parte N, evidenciando colapsos asimétricos. El espesor del relleno de las calderas La Pacana y Pujsa fue determinado mediante modelación directa en 2,5 D, constreñida con datos geológicos, e indica que para Pujsa, éste llegaría a 0,9 km, mientras que para La Pacana, éste sería de 3 km. El relleno de ambas calderas en las zonas de traslape tendría un espesor de 1,3 km. Lo anterior permite determinar el volumen del relleno asociado, el cual sería de 3.082 km³, con un VEI de al menos 8. Dentro de las calderas, se observan anomalías negativas con amplitudes de hasta -5 mGal, las cuales se ubican bajo el domo resurgente y domos post caldera. Estas señales serían producidas por raíces volcánicas densas a profundidades de entre 1 y 3 km bajo la superficie, una de las cuales coincide con la zona en la cual el domo resurgente es más alto. Finalmente, se sugiere que el basamento de La Pacana está formado por secuencias paleozoicas sedimentarias y volcánicas, las cuales son alzadas por sistemas de fallas inversas, coherentes con un sistema compresivo con σ_1 horizontal de dirección EW.

Al comparar las calderas La Pacana y Pujsa con otras de dimensiones similares (Toba, Yellowstone), se observa que éstas tienen anomalías residuales de Bouguer que llegan hasta -70 mGal y rellenos de hasta 3 km, más del doble que lo que se observa en la caldera Pujsa, por lo que ésta sería un caso anómalo dentro de calderas de esas dimensiones. Esta interpretación es corroborada con modelos teóricos que toman en cuenta el diámetro y la subsidencia de una caldera respecto al desarrollo morfológico de los sistemas de fallas que permiten su colapso. Se sugiere que la poca amplitud de la anomalía residual de Bouguer sería producto de la tectónica compresiva reconocida en la zona de estudio, la cual alzaría dos bloques de basamento paleozoico mediante dos sistemas de fallas inversas de vergencia opuesta en ambos lados de la caldera Pujsa, los que habrían actuado como bloques rígidos que podrían haber disminuido la magnitud del colapso.

Agradecimientos

Es mucha la gente que a lo largo de estos casi 8 años me ha apoyado y sin los cuales esta tesis no hubiera sido posible llevarla a cabo.

En primer lugar quiero agradecer a mi familia. A mi madre Pilar y mi padre Manuel, por su cariño, confianza y alegría, gracias a los dos por el apoyo que siempre me han brindado. A mi hermano Alfonso y a mi hermana María José por su confianza y amistad.

A la Cordillera de los Andes y en especial a la Patagonia la que con sus montañas, glaciares, bosques, pampas, fiordos y tormentas ha sido una constante fuente de inspiración. A los compañeros de montañismo por lo vivido en esas grandes y riesgosas soledades. Dentro de ellos quiero destacar a Fernando Ramírez, quien con las expediciones por la inmensidad de la Patagonia me inspiró a hacer las grandes cosas que estoy haciendo hoy.

A mi profesor guía Andrés Pavez por brindarme la oportunidad de realizar esta tesis. A mis profesores de comisión Emilio Vera, César Arriagada y Constantino Mpodozis (AMSA) por su tiempo y valiosas críticas y comentarios. A Patrick Whelley (SUNY Buffalo, USA) por su apoyo en el trabajo en terreno y por facilitarme el uso de los receptores GPS. A Juan Carlos Báez (Universidad de Concepción) por el procesamiento de los datos de GPS en el software Bernese. A Moyra Gardeweg (Aurum) por los datos de estratigrafía subsuperficial de La Pacana. A Gonzalo Yáñez (PUC) por las facilidades para usar los softwares de inversión 3D. A Daniel Carrizo por su ayuda en el proceso de los datos de GPS y las múltiples discusiones sobre la geología de los Andes. A la American Geophysical Union (AGU) por la beca otorgada para la exposición de los resultados de esta tesis en el AGU Fall Meeting 2010 en San Francisco, California, Estados Unidos.

A mis dos cursos geólogos y mis amigos geofísicos. A mis compañeros desde Geo General hasta Chile: Fer, Feña, Conon, Ale, Surjan, Tom y Chalo. A mis compañeros de Estructural Avanzada hasta Campo II: Ataxia, Tapia, Iñigo, Gabriel, Waren, Nico, Vero, Mary y Paola. A todos ellos por los momentos vividos en terreno y en la U, gracias chiquillos!!! A mis amigos de magister Cindy, Lucho, Nati y en especial a mi compañero de oficina Hernán. Gracias por los jugos, pelas de cables, asados y pichangas. Gracias por todo!!!

A los geoamigos con los que compartí múltiples terrenos, congresos, clases, almuerzos, carretes, y un largo etc en el Patio de los Naranjos: Fofito, Don Ramon, Irene, Cartero, Javi, Andrés H, Pancha E, Juvi, Oscar, Susi, Paula B y muchos más. A Campo I Primavera 2009 por la inspiración (cuerpo indocente y alumnos).

Finalmente, quiero agradecer a Alida por todo el cariño, la compañía, risas, apoyo y los buenos momentos que hemos vivido en este último año.

Índice general

1. Introducción	9
2. Marco Geológico	13
2.1. Altiplano y Puna	13
2.2. Complejo Volcánico Altiplano Puna (CVAP)	16
2.3. Geología de la caldera La Pacana	23
2.3.1. Unidades pre caldera	29
2.3.2. Unidades sin-caldera	32
2.3.3. Unidades post caldera	42
2.3.4. Geología Estructural del Basamento y de la Caldera La Pacana	45
2.3.5. Geoquímica y Petrogénesis: Modelo de Dinámica Eruptiva	51
2.4. Síntesis y Precisión de los Alcances de este Estudio	56
3. Adquisición, procesamiento y resultados gravimétricos	58
3.1. Adquisición de datos	58
3.2. Pre Procesamiento de datos de gravedad	58
3.2.1. Cálculo de las derivas	59
3.2.2. Calibración y conversión a gravedad absoluta	64
3.3. Procesamiento de datos de GPS	65
3.4. Errores	67
3.5. Procesamiento de datos de gravedad: cálculo de la anomalía residual de Bouguer	68
3.5.1. Gravedad Teórica y Corrección de Aire Libre	71
3.5.2. Correcciones Topográficas	71
3.5.3. Anomalía Residual	80
3.6. Resultados	82
3.6.1. Anomalía de Bouguer	82
3.6.2. Anomalía Residual	83
3.6.3. Análisis y Filtrado en el Dominio de la Frecuencia	85
4. Interpretación de los datos gravimétricos	102
4.1. Interpretación cualitativa de las anomalías gravimétricas	102
4.2. Modelación Directa	105
4.2.1. Perfil NE-SW	107
4.2.2. Perfil WE	111
4.2.3. Perfil NW-SE	115
4.2.4. Limitaciones de la modelación	118

5. Discusiones	120
5.1. Espesor del relleno de las calderas La Pacana y Pujsa: evidencia de la presencia de calderas anidadas	120
5.2. Delimitación de los límites de las calderas La Pacana y Pujsa	125
5.3. Mecanismos de colapso de las calderas Pujsa y La Pacana	125
5.4. Déficit de masa y volumen eruptado	126
5.5. Presencia de raíces volcánicas	129
5.6. Mecanismo de Resurgencia	131
5.7. Control Tectónico	134
5.8. Relación entre modelos análogos y modelos de colapso	138
5.9. Presencia de un Batolito	140
5.10. Estructura del Basamento	141
5.11. Comparación con otras calderas	142
6. Conclusiones	148
A. Modelos Geológicos de Calderas	151
A.1. Volcanes y Calderas	151
A.2. Modos de colapso de una caldera	155
A.2.1. Geometrías de colapso de una caldera	159
A.2.2. Resurgencia	161
A.3. Control Tectónico	163
B. Derivas diarias	167
Bibliografía	175

Índice de figuras

1.1. Volúmenes de material eruptado de volcanes y supervolcanes.	10
1.2. Índice de Explosividad Volcánica.	11
2.1. Topografía SRTM del Altiplano y la Puna.	14
2.2. Profundidad del Moho bajo el Altiplano y la Puna.	15
2.3. Calderas del CVAP con con rangos de edades de actividad y volúmenes erup- tados.	16
2.4. Calderas del CVAP y estructuras de rumbo NW.	18
2.5. Razones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del CVAP.	21
2.6. Modelo de evolución termomecánica del CVAP	22
2.7. Ubicación de la caldera La Pacana.	24
2.8. Mapa geológico de la caldera La Pacana.	25
2.9. Perfiles geológicos de la caldera La Pacana.	26
2.10. Borde topográfico de la caldera La Pacana.	27
2.11. Mosaico Landsat ETM+ de la caldera La Pacana.	28
2.12. Domo resurgente de la caldera La Pacana.	29
2.13. Basamento Paleozoico Inferior.	30
2.14. Basamento Paleozoico Superior.	31
2.15. Mapa geológico del Salar de Atacama.	32
2.16. Estratigrafía de las ignimbritas en el sector de La Pacana.	33
2.17. Ignimbritas de la caldera La Pacana.	33
2.18. Ubicación de volcanes y domos del Mioceno - Holoceno.	35
2.19. Domo Morro Negro.	36
2.20. Mosaico Landsat ETM+ del domo Morro Negro.	37
2.21. Distribución en subsuperficie de la ignimbrita Toconao.	38
2.22. Afloramientos de las ignimbritas Toconao y Atana.	39
2.23. Distribución espacial de las ignimbritas Atana y Tara.	40
2.24. Volcán Láscar, vista hacia el SE.	45
2.25. Fotografía aérea del volcán Láscar.	46
2.26. Fallas principales en torno a la caldera La Pacana.	47
2.27. Mosaico Landsat ETM+ que muestra las estructuras presentes al W de la caldera La Pacana.	48
2.28. Evidencias de tectónica compresiva en torno a la caldera La Pacana.	49
2.29. Sistema estructural que limita el borde W de la caldera La Pacana.	50
2.30. Clasificación geoquímica de las ignimbritas Atana y Toconao.	52
2.31. Razones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las ignimbritas Atana y Toconao.	53

2.32. Modelo de cristalización fraccionada para las ignimbritas Atana y Toconao.	53
3.1. Instrumentos usados en terreno.	59
3.2. Ubicación de las estaciones gravimétricas a escala regional.	60
3.3. Ubicación de las estaciones gravimétricas en la caldera La Pacana.	61
3.4. Ejemplo de manejo de la deriva instrumental.	62
3.5. Deriva de la base de gravedad.	63
3.6. Curva de calibración para el día 27.	64
3.7. Curva de calibración para los puntos de este estudio.	65
3.8. Ejemplo del cálculo de la anomalía residual.	69
3.9. DEM SRTM usado en el cálculo de la corrección topográfica.	72
3.10. Ejemplo de grilla usada en el cálculo de la corrección topográfica.	73
3.11. Grilla de corrección topográfica.	74
3.12. Algoritmo de Nettleton.	75
3.13. Algoritmo de Parasnis 1.	76
3.14. Algoritmo de Parasnis 2.	77
3.15. Algoritmo de Parasnis 3.	78
3.16. Ejemplo de la corrección de Bullard B.	79
3.17. Ejemplo de grillado.	80
3.18. Anomalía de Bouguer completa.	83
3.19. Anomalía residual de la caldera La Pacana.	84
3.20. Señales de interés en la anomalía residual de la caldera La Pacana.	85
3.21. Ejemplo de un espectro de energía radialmente ponderado.	89
3.22. Espectro de energía radialmente ponderado de la caldera La Pacana.	90
3.23. Ejemplo de anomalías sintéticas y derivadas horizontales en dirección X.	91
3.24. Primera derivada horizontal en dirección X.	92
3.25. Anomalías de interés en la primera derivada horizontal en dirección Y.	93
3.26. Ejemplo de anomalías sintéticas y derivadas horizontales en dirección Y.	94
3.27. Primera derivada horizontal en dirección Y.	95
3.28. Anomalías de interés en la primera derivada horizontal en dirección Y.	96
3.29. Ejemplo de anomalía sintética y gradiente horizontal.	97
3.30. Gradiente horizontal.	98
3.31. Anomalías de interés en el gradiente horizontal.	98
3.32. Segunda derivada vertical.	99
3.33. Anomalías de interés en la segunda derivada vertical.	101
4.1. Anomalías de interés en la segunda derivada vertical.	103
4.2. Ejemplo de cuerpo en 2,5D.	106
4.3. Ubicación de los perfiles modelados.	107
4.4. Perfil modelado de dirección NE-SW.	108
4.5. Interpretación geológica del perfil de dirección NE-SW.	109
4.6. Perfil modelado de dirección W-E.	112
4.7. Interpretación geológica del perfil de dirección W-E.	113
4.8. Perfil modelado de dirección NW-SE.	116
4.9. Interpretación geológica del perfil de dirección NW-SE.	117
5.1. Interpretación estructural sobre la segunda derivada vertical.	121
5.2. Modelo geológico del perfil gravimétrico E-W.	123

5.3. Modelo geológico del perfil gravimétrico NE-SW.	123
5.4. Modelo geológico del perfil gravimétrico NW-SE.	124
5.5. Grilla de anomalía residual de Bouguer usada en el cálculo del volumen de la caldera La Pacana.	128
5.6. Aproximación de Mogi (1958) para un reservorio magmático.	132
5.7. Desplazamiento vertical producido por 5 fuentes de Mogi.	133
5.8. Desplazamiento vertical producido por 5 fuentes de Mogi.	135
5.9. Comparación de anomalía residual de Bouguer para distintas calderas.	144
5.10. Variación en la subsidencia (s) y el diámetro (d) de calderas.	145
5.11. Modelo estructural para la caldera La Pacana.	147
A.1. Ascenso de magmas en una caldera.	152
A.2. Esquema de una caldera.	153
A.3. Evolución estructural de una caldera.	156
A.4. Modos de colapso de calderas.	157
A.5. Migración de fallas inversas a normales.	158
A.6. Modelo de fallas anulares inversas y normales.	159
A.7. Modelo evolutivo de desarrollo de fallas anulares inversas y normales.	159
A.8. Geometrías de colapso de calderas.	160
A.9. Modelos de subsidencia y resurgencia.	161
A.10. Modelos de domos resurgentes.	162
A.11. Ejemplo de tectónica activa en una caldera.	164
A.12. Ejemplo de tectónica activa en una caldera 2.	165
A.13. Relación entre calderas y estructuras mayores.	166
B.1. Curvas de deriva para el día 26.	168
B.2. Curvas de deriva para el día 27.	169
B.3. Curvas de deriva para el día 28.	170
B.4. Curvas de deriva para el día 32.	171
B.5. Curvas de deriva para el día 33.	172
B.6. Curvas de deriva para el día 35.	173
B.7. Curvas de deriva para el día 38.	174

Capítulo 1

Introducción

El Complejo Volcánico Altiplano Puna (CVAP) se ubica en los Andes de Chile, Argentina y Bolivia, y es la mayor provincia de ignimbritas neógenas en el mundo, las que tienen su origen en calderas de edades mio-pliocenas (de Silva 1989, de Silva et al., 2006). Una de éstas, corresponde a la caldera La Pacana (Gardeweg y Ramírez 1987), la cual es una de las más grandes del mundo (Mason et al., 2004, Gardeweg y Lindsay 2004). La importancia de estudiar las calderas, en especial las más grandes, es que ellas constituyen el registro geológico de las erupciones volcánicas de mayor intensidad registradas en la Tierra, las cuales han sido al menos 2 órdenes de magnitud mayores que cualquier evento del que haya registro escrito por el hombre (Miller y Wark 2008). Debido a su gran tamaño (varias decenas de km de diámetro), y a los volúmenes de los productos emitidos, se ha sugerido que los productos explosivos de las calderas podrían generar un cambio climático, con los respectivos impactos sobre la población humana (Jones et al., 2007, Self y Blake 2008). Es por esto que, las calderas de mayor tamaño, también denominadas como supervolcanes, han provocado un gran interés global por conocer su evolución y dinámica eruptiva (Wilson 2008), las cuales se evidencian y ejemplifican en los productos emitidos, además de la formación de sus estructuras y geometrías (Sparks et al., 2005). Sin embargo, hay situaciones en las cuales la cobertura ignimbrítica y la falta de disección impiden ver el interior de las calderas, por lo que las estructuras sólo se pueden caracterizar con datos indirectas, tales como los métodos de exploración geofísica. Así, para avanzar en el conocimiento de la dinámica de los supervolcanes, se propone estudiar la estructura interna de uno de ellos, la caldera La

Pacana, mediante gravimetría, metodología que ha sido exitosa en el estudio de la evolución, dinámica y estructura interna de calderas y volcanes (Rymer y Brown 1986).

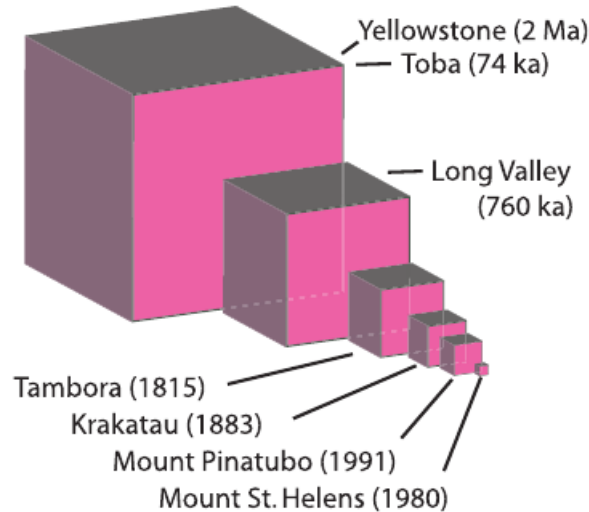


Figura 1.1: Volúmenes de material eruptado de volcanes y supervolcanes (Miller y Wark 2008).

La caldera La Pacana es parte de los llamados supervolcanes, los cuales se definen como volcanes que han tenido al menos una supererupción explosiva, con un volumen de material eruptado mayor a 450 km^3 (Miller y Wark 2008), cifra que es mayor al común de las erupciones observadas anualmente (figura 1.2). La comparación entre los volúmenes emitidos en una erupción volcánica y la de supervolcanes se basa en el índice de explosividad volcánica (VEI por sus siglas en inglés, Newhall y Self 1982), el cual es una escala logarítmica de magnitud de erupciones volcánicas en base al volumen del material eruptado (figura 1.2). La erupción más grande de la cual hay registro escrito fue la del volcán Tambora en 1815, la que tuvo un VEI (figura 1.2) de 7, con un volumen estimado de 10^2 km^3 de material eruptado, lo que equivale al 10% del material eruptado por un supervolcán, cuyo VEI es mayor a 8 (Newhall y Self 1982, figura 1.2) con un volumen de roca equivalente estimado mayor a 10^3 km^3 (figura 1.1). En particular, el material eruptado por Tambora fue menos del 5% del asociado a las calderas de La Garita, Toba y Yellowstone (Miller y Wark 2008), las cuales constituyen las tres mayores erupciones de las cuales hay registro geológico (Mason et al., 2004), con VEI de 9,2; 8,8 y 8,8 respectivamente. Estas erupciones tendrían una frecuencia estadística de 1,4

eventos por millón de años (Mason et al., 2004), siendo la de la caldera Toba en Indonesia, hace 74 Ka (Rose y Chester 1987, en Mason et al., 2004) la última de ellas. Así, el entendimiento de la evolución y dinámica de los supervolcanes mediante el estudio de su estructura interna es de suma importancia para comprender los riesgos que existen en torno a ellos, debido a que algunos muestran evidencias que aún están activos (Williams-Jones et al., 2008, Battaglia et al., 2008).

VEI	Plume height (km)	Ejected volume (km ³)	Frequency on Earth	Example
0	<0.1	>~10 ⁻⁶	daily	Kilauea, Hawai'i
1	0.1–1	>~10 ⁻⁵	daily	Stromboli, Italy
2	1–5	>~10 ⁻³	weekly	Galeras, Colombia, 1993
3	3–15	>~10 ⁻²	yearly	Nevado del Ruiz, Colombia, 1985
4	10–25	>~10 ⁻¹	~every 10 y	Soufrière Hills, West Indies, 1995
5	>25	>~1	~every 50 y	Mount St. Helens, USA, 1980
6	>25	>~10	~every 100 y	Pinatubo, Philippines, 1991
7	>25	>~100	~every 1000 y	Tambora, Indonesia, 1815
8	>25	>~1000	~every 10,000–100,000 y	<i>Supereruptions: Toba, 74 ka</i>

Figura 1.2: Índice de Explosividad Volcánica, (Miller y Wark 2008, modificado de Newhall y Self 1982).

Por otra parte, se han propuesto varios modelos teóricos, analógicos y numéricos que explican la formación y evolución de diversos tipos de calderas (Acocella 2007 y referencias). Debido a la ausencia de registros escritos de supererupciones, la validez de aquellos modelos requiere ser confirmada por observaciones geológicas y de subsuperficie. Es así, que el mejor ejemplo observado hasta la fecha de la generación de una caldera, es la que se produjo por la erupción del volcán Miyakejima en Japón el 2000 (Geshi et al., 2002), la que formó una caldera de 1,6 km de diámetro, cifra que es mucho menor que el diámetro de un supervolcán, el cual puede llegar a ser hasta 40 veces mayor que esa cantidad. Así, el conocimiento de su estructura interna permite la validación de estos modelos, con el consiguiente avance en el entendimiento de la dinámica de los diversos tipos de calderas.

Para lograr el objetivo de esta tesis, ésta se estructura de la siguiente forma. El segundo

capítulo expone la geología de la caldera La Pacana y su entorno, permitiendo contextualizarse en el problema de estudio, tras lo cual se enumeran los objetivos específicos de este trabajo y el enfoque metodológico de éste. El tercer capítulo muestra la adquisición, procesamiento y resultados de los datos gravimétricos usados en este estudio. El cuarto capítulo expone la interpretación de aquellos datos. El quinto capítulo discute la validez de las interpretaciones del capítulo previo, y propone modelos para la estructura interna de la caldera La Pacana. Finalmente, la conclusión resume los principales resultados de este estudio.

Capítulo 2

Marco Geológico

2.1. Altiplano y Puna

La caldera La Pacana (Gardeweg y Ramírez 1987) se ubica dentro del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (de Silva 1989a), en la Puna de los Andes Centrales, un segmento de la Cordillera de los Andes (figura 2.1) localizado entre los 21 y los 24°S. La Puna, junto al Altiplano, forman el segundo plateau continental más alto del planeta luego del Tibet (Allmendinger et al., 1997, figura 2.1). A diferencia del último, cuyo origen es por una colisión entre continentes, el Altiplano-Puna se formó producto de la subducción de una placa oceánica bajo una placa continental (Allmendinger et al., 1997). Este plateau tiene una altura promedio de 4000 msnm, un largo de 1800 km y un ancho de entre 350 y 400 km.

El Altiplano y la Puna están cubiertos por extensas cadenas volcánicas neógenas y sus respectivos depósitos, cuya génesis está asociada a los mismos procesos que determinaron la formación del plateau andino, ya que la generación de magmas refleja la geometría de la placa subductante y la evolución termo-mecánica de la litósfera (Kay y Coira 2009). Esto último se ve reflejado en las diferencias entre el Altiplano y la Puna. En general, la Puna es 1000 m más alta que el Altiplano (figura 2.1), está formada por cuencas alargadas en la dirección NS en vez de una sola de grandes dimensiones como en el Altiplano, y datos geofísicos apoyan la presencia de una corteza y litósfera más delgada y menos resistente que

en el Altiplano (figura 2.2, Whitman et al., 1996, Götze y Kirchner 1997, Yuan et al., 2002, Tassara y Yáñez 2003, Kay et al., 2008, Kay y Coira 2009).

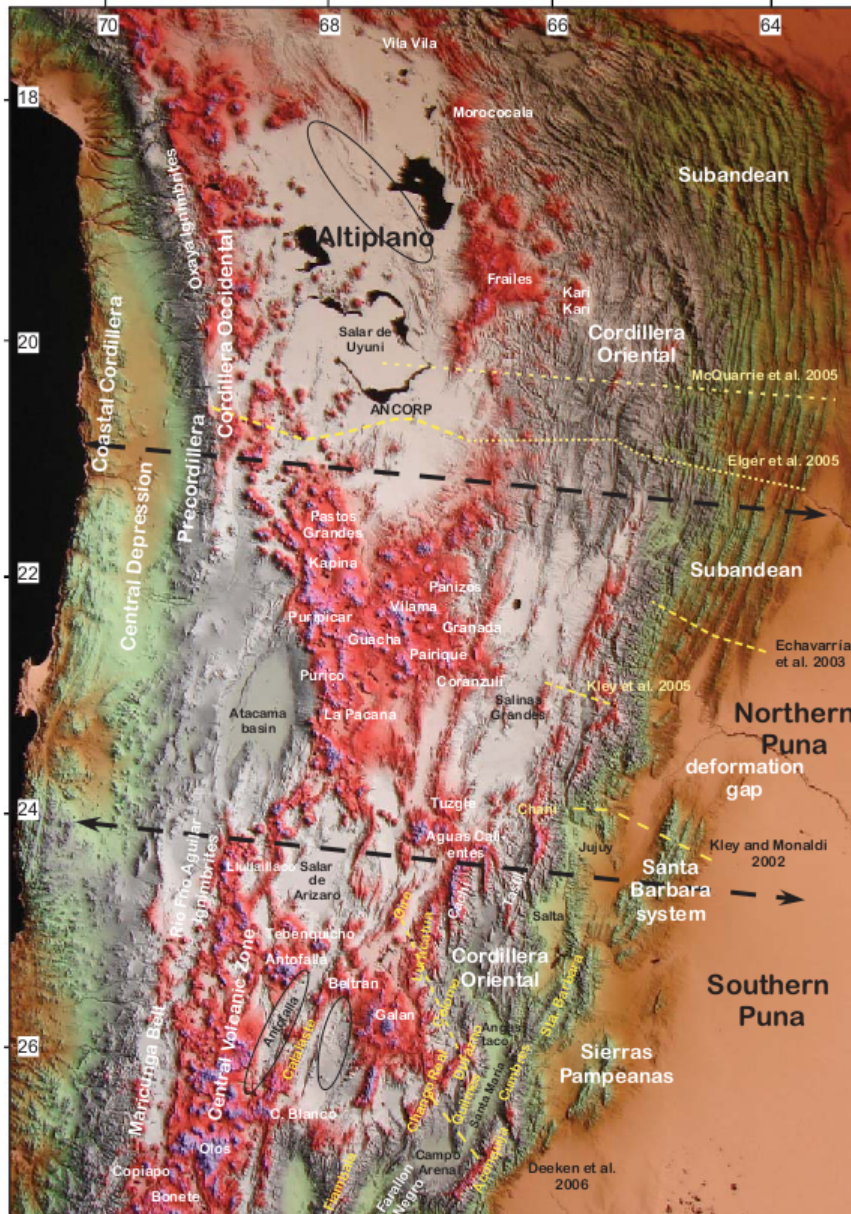


Figura 2.1: Topografía SRTM del Altiplano y los segmentos N y S de la Puna. Se muestran los segmentos que los separan (líneas negras punteadas), las mayores elevaciones para la Puna (color rojo y morado), que en el Altiplano (color gris), además de la presencia de cuencas alargadas en la Puna (Kay y Coira 2009).

Otra diferencia importante, es que en la parte N de la Puna, la cobertura ignimbrítica, que es el resultado de volcanismo explosivo, abarca una superficie mayor que en la parte S de la Puna y en el Altiplano. La formación de estos productos está íntimamente ligada a la

evolución geológica de la zona. Se ha propuesto que en el sector N de la Puna (Kay y Coira 2009), desde el Oligoceno habría ocurrido una subducción de bajo ángulo y amagmática, la cual dio paso a una de alto ángulo en el Mioceno medio, y que fue de mayor magnitud que en la parte S de la Puna y en el Altiplano. Esta última fue acompañada de una delaminación periódica de la corteza inferior y la litósfera, junto con un aumento de la actividad volcánica (Kay et al., 1999, Kay et al., 2008, Kay y Coira 2009), lo que además habría producido la mayor elevación que tiene la Puna por sobre el Altiplano (Allmendinger et al., 1997, Kay y Coira 2009). Durante las etapas finales de la subducción de alto ángulo, ocurre un gran volcanismo explosivo, el que generó las ignimbritas y calderas presentes en ella, provincia conocida como Complejo Volcánico Altiplano - Puna (CVAP, de Silva 1989a). Este complejo se habría desarrollado exclusivamente en la parte N de la Puna por fusión cortical, debido al mayor grado de ascenso de magmas máficos (ver anexo A), procesos facilitado por la descompresión asociada a la subducción de alto ángulo y la delaminación (Kay y Coira 2009).

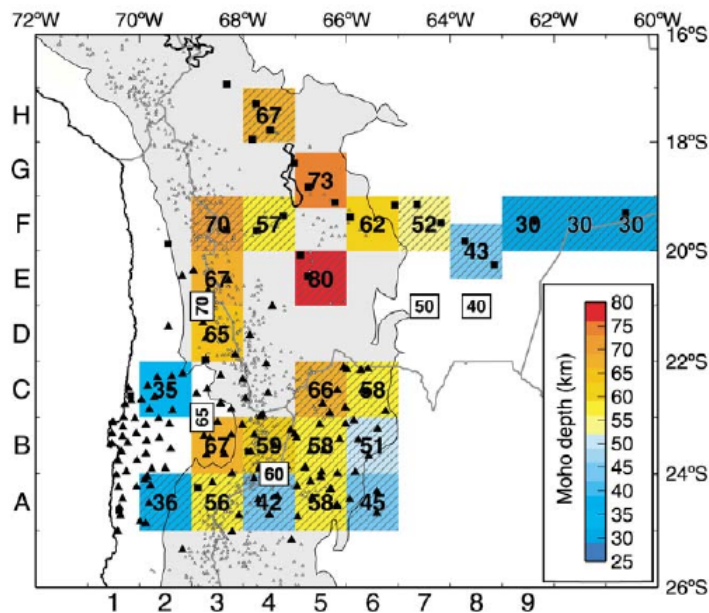


Figura 2.2: Profundidad del Moho bajo el Altiplano y la Puna obtenida mediante funciones de recepción (Yuan et al., 2002).

2.2. Complejo Volcánico Altiplano Puna (CVAP)

El CVAP es la provincia de ignimbritas neógenas más grande del mundo (de Silva 1989), cubriendo una superficie de 70.000 km² y ubicada en la zona límite de Argentina, Bolivia y Chile (figura 2.3). En esta zona las ignimbritas tienen volúmenes muy grandes (más de 1.000 km³) y la proporción entre productos explosivos (ignimbritas) y efusivos (andesitas) es de 6:1, valor 30 veces más grande que en situaciones normales (de Silva 1989a).

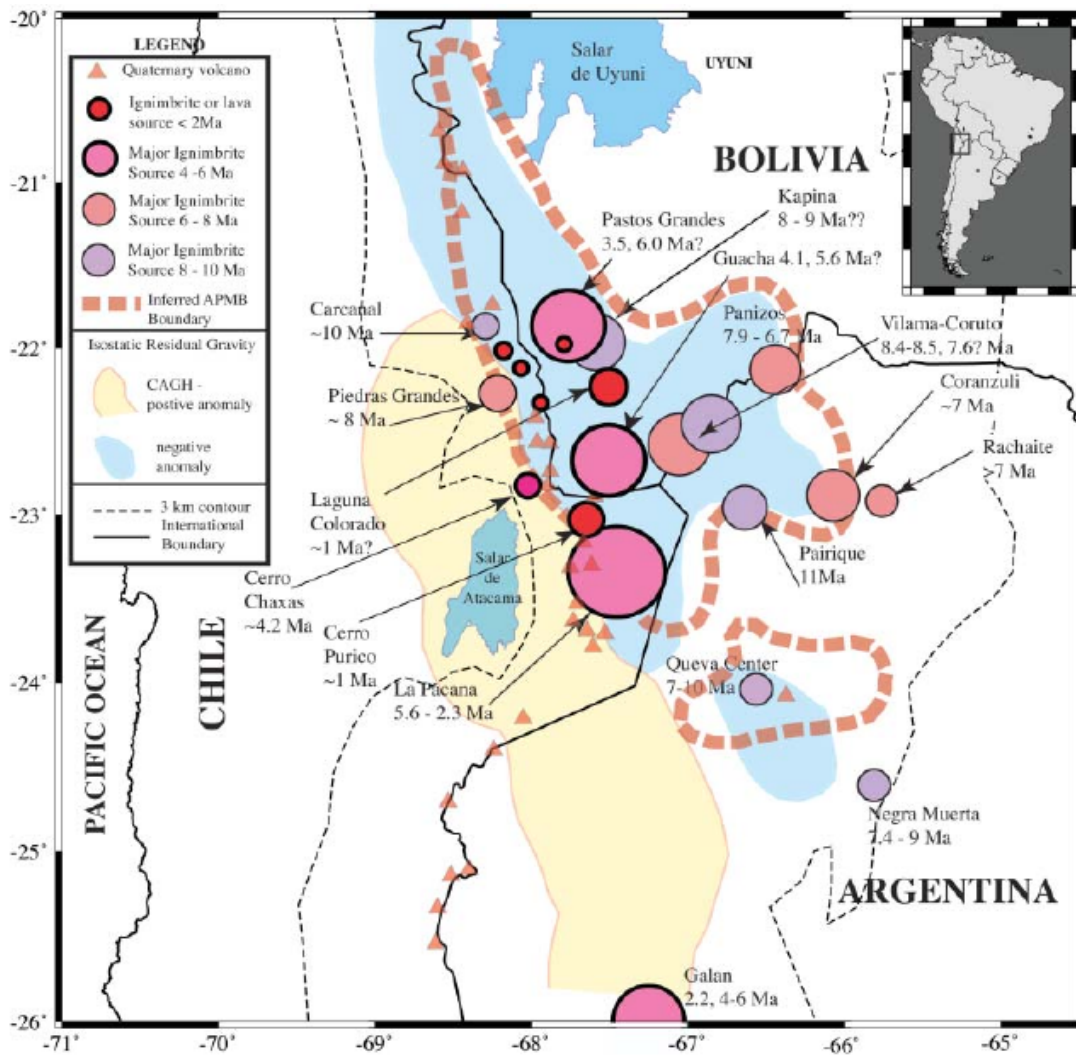


Figura 2.3: Calderas del CVAP con con rangos de edades de actividad y volúmenes eruptados en forma relativa (a mayor volumen mayor tamaño de círculos) (de Silva et al., 2006). Se incluyen además la gravedad residual con los altos en amarillo y bajos en azul (Götze y Krause (2002) junto con la extensión del APMB (Zandt et al., 2003).

La fuente de estas voluminosas erupciones ignimbríticas son grandes calderas, las cua-

les corresponden a grandes depresiones volcanotectónicas, para las cuales se han propuesto mecanismos de colapso asimétricos (de Silva y Gosnold 2007) de tipo piecemeal, trapdoor o hemigraben. En estas calderas, no se observan todos sus bordes, siendo un ejemplo de esto las grandes calderas de La Pacana (una de las más grandes de esta zona), Pastos Grandes, Guacha, Vilama y Corutu. También se encuentran ignimbritas de escudo (como Purico y Cerro Panizos), las cuales son de importancia menor respecto a los volúmenes eruptados. Estas ignimbritas forman una plataforma radial de estos depósitos, la que rodea una región central de escape magmático, la cual tendría un colapso limitado, y se encontraría cubierta por domos y/o lavas postcolapso (Baker 1981 en de Silva et al., 2006).

La ubicación de las calderas del CVAP coincide espacialmente con las estructuras presentes en la zona, ya que en su parte E, las calderas se ubican a lo largo de la traza de fallas de basamento de rumbo NW-SE en transtensión sinistral (figura 2.4, Riller et al., 2001, Trumbull et al., 2006). Según estos autores, la relación entre las estructuras y las calderas se evidencia por el ascenso focalizado de magma en zonas de falla, la erupción de flujos félsicos altamente viscosos y la agrupación de calderas con edades similares cerca de fallas grandes. Así, el colapso de las calderas sería un indicador del movimiento de las fallas. Sin embargo, en el sector W del CVAP, que es en donde están las mayores calderas, esta relación es menos evidente (de Silva et al., 2006).

El basamento del CVAP se encuentra en general cubierto por la extensa cobertura volcánica miocena. Este consiste principalmente en gneisses, granitoides y turbiditas del Proterozoico-Paleozoico Inferior (Bahlburg et al., 1988, Damm et al., 1994, Franz et al., 2006), granitoides y secuencias volcánicas del Paleozoico Superior (Lucassen et al., 1999, Ramírez y Gardeweg 1982, Gardeweg y Ramírez 1985, Lindsay et al., 2001b, Breitkreuz y Zeil 1994). Sobre estas unidades, se apoyan secuencias sedimentarias marinas meso-cenozoicas (Gardeweg y Ramírez 1985, Matthews et al., 1997b, Pavez 2005).

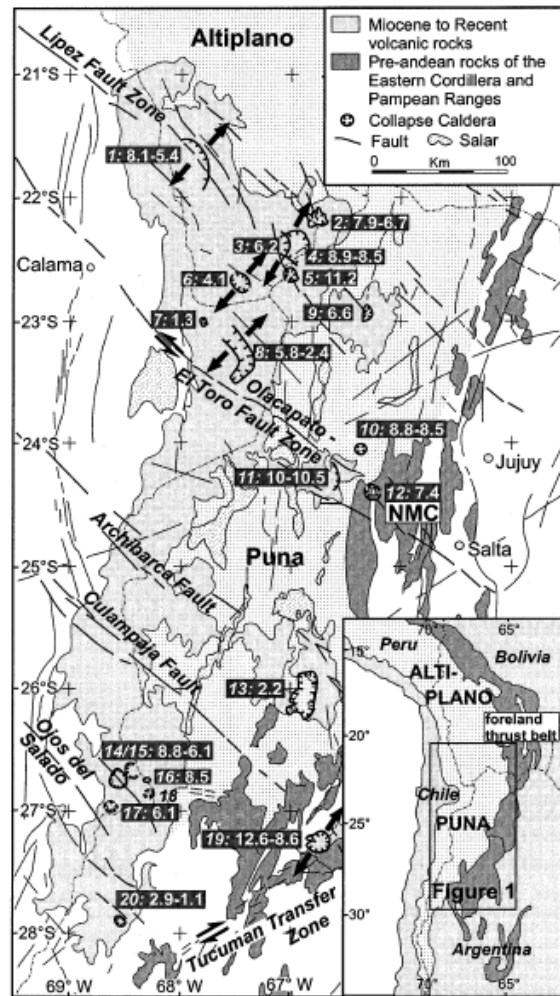


Figura 2.4: Calderas del CVAP y estructuras de rumbo NW. Los números indican sus nombres y sus rangos de actividad. 1: Pastos Grandes, 2: Panizos, 3: Coruto, 4: Vilama, 5: Pairique, 6: Guacha, 7: Purico, 8: La Pacana, 9: Coranzuli, 10: Ramadas, 11: Aguas Calientes, 12: Negra Muerta, 13: Galán, 14: Wheelright, 15: Laguna Escondida, 16: Cerro Bayo, 17; Mulas Muertas, 18: San Francisco, 19: Farallón, 20: Incapillo (Riller et al., 2001).

La estructura cortical del CVAP (figura 2.3) se ha determinado en forma limitada mediante funciones de recepción (Zandt et al., 2003) y gravimetría (Götze y Krause 2002). Las funciones de recepción muestran que bajo el CVAP hay una capa de muy bajo V_S , de 1 a 2 km de espesor y a 17 km de profundidad, conocida como Altiplano Puna Mantle Body (APMB) (Zandt et al., 2003). Esta capa ha sido interpretada como un cuerpo magmático con una geometría de filón (Zandt et al., 2003), o como el remanente intrusivo de una zona de acumulación de magmas intermedios, desde la cual el sistema subvolcánico en la corteza superior fue alimentado (de Silva et al., 2006). En base a su distribución espacial y su espesor, el volumen de material fundido en esta zona alcanzaría los 36.000 km^3 , lo que lo ubicaría

como una de las zonas de fusión parcial más grandes del mundo (de Silva et al., 2006). Por otra parte, los datos gravimétricos muestran que en el CVAP hay una anomalía residual de Bouguer negativa (figura 2.3), con amplitudes de hasta -50 mgal (Götze y Krause 2002), la que ha sido interpretada por la presencia de cuencas subsidentes (Reutter et al., 2006) o por la presencia del APMB (de Silva et al., 2006).

La distribución espacio temporal de las dataciones disponibles de las ignimbritas del CVAP (de Silva y Gosnold 2007) indica que las erupciones se iniciaron a lo menos hace 10 Ma (de Silva 1989), aunque otros estudios muestran que se habrían iniciado a los 13 Ma si se considera la presencia de circones de esa edad en las ignimbritas del CVAP (Schmitt et al., 2002). Estos primeros eventos son de reducido volumen y repartidos a lo largo de todo el CVAP (figuras 2.3 y 2.4). Posteriormente, los volúmenes de material eruptado aumentaron con el tiempo, pero su distribución espacial fue más focalizada. Este material fue liberado en varios peaks de actividad magmática, menores a 1 Ma y separados entre si por espacios de 2 Ma. El máximo de actividad se alcanzó a los 4 Ma con la erupción de las calderas Guacha y La Pacana, las cuales junto a Pastos Grandes son la fuente de más del 50 % del material eruptado en el CVAP. Luego de este momento, la actividad volcánica ha disminuido notablemente, pese a que el volcanismo sigue activo en la zona (de Silva y Gosnold 2007).

Cada una de las erupciones del CVAP representaría un distinto evento intrusivo de emplazamiento de magma a una profundidad de entre 4 y 8 km, el cual correspondería al nivel pre eruptivo de cada caldera (de Silva y Gosnold 2007). Los autores previos toman valores entre 3:1 y 5:1 para la relación entre los productos intrusivos y los explosivos, lo que indica que debajo de los 10.000 km³ de material eruptado en el CVAP yacería un plutón granodiorítico de entre 30.000 a 50.000 km³ (de Silva 1989a, de Silva y Gosnold 2007). Sin embargo, los estudios gravimétricos (Götze y Krause 2002) y sísmicos (Zandt et al., 2003) no muestran evidencias de la presencia de este cuerpo.

Petrogénesis del CVAP

Las ignimbritas del CVAP corresponden a ignimbritas intermedias y monótonas (Hildreth 1981): dacitas y riolitas calcoalcalinas con alto K y ricas en cristales, con volúmenes menores de riolitas, sin gaps composicionales y de grandes volúmenes eruptados (aproximadamente 1.000 km³). A la vez, se observan ignimbritas de menor volumen eruptado que en el caso anterior (1 a 2 órdenes de magnitud), y de composición andesítica y riolítica. Lucassen et al., (1999), de Silva (1989a) y de Silva et al., (2006) proponen que estas ignimbritas se habrían generado por una fusión cortical a escala litosférica, basado en el traslape que hay entre las razones isotópicas de ϵNd y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ignimbritas mio-pliocenas con rocas del basamento pre andino (principalmente gneisses cuarzo feldespáticos metaluminosos del Paleozoico inferior y granitoides del Paleozoico superior, Lucassen et al., 1999, figura 2.5). Por otro lado, la presencia de inclusiones máficas en varios volcanes e ignimbritas del CVAP (Gardeweg 1991, Matthews et al., 1994, Schmitt et al., 2001, Lindsay et al., 2001b, Gardeweg y Lindsay 2004, Figueroa y Figueroa 2006) sugieren que estas ignimbritas serían producto de una mezcla de magmas con al menos un 30% de fundidos mantélicos (de Silva y Gosnold 2007, Moyra Gardeweg comunicación personal).

La mezcla propuesta entre la fusión cortical y componentes mantélicos sería una consecuencia del engrosamiento cortical asociado a la construcción de los Andes Centrales (de Silva 1989a, de Silva et al., 2006). Este proceso habría desplazado las geotermas hacia la superficie, alzando la isoterma de los 450°C, la cual define la transición frágil-dúctil. Esto cambiaría las propiedades mecánicas de la corteza, produciendo un comportamiento viscoelástico en ésta, y generando su debilitamiento termal (figura 2.6). Los brotes ignimbríticos del CVAP se iniciarían a los 13 Ma (Schmitt et al., 2002) generados por flujos basálticos del manto dentro de la corteza termalmente debilitada. La delaminación cortical que habría ocurrido en la Puna (Kay et al., 1994), habría causado que la corteza inferior sea reemplazada por astenósfera buoyante y fértil (Babeyko et al., 2002), lo que habría generado fusión por descompresión, ascenso de fundidos basálticos que intruirían a la corteza y magmas mediante fusión y mezcla.

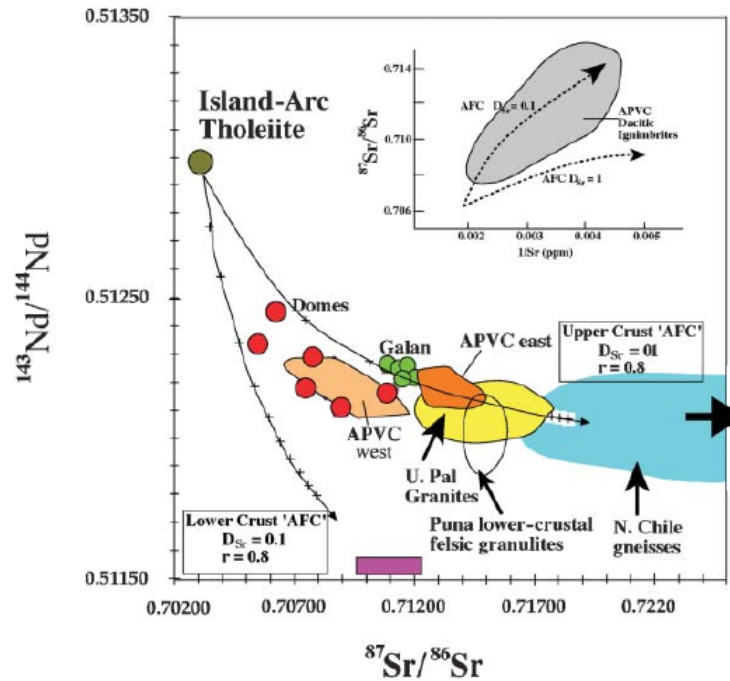


Figura 2.5: Razones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del CVAP (de Silva et al., 2006).

Estos flujos habrían generado una barrera litológica por contraste de densidad, la cual habría facilitado un mecanismo de retroalimentación positiva entre la fusión, la advección termal y el flujo de basaltos.

En el modelo de de Silva et al., (2006), los fundidos corticales generados por interacción con los basaltos ascenderían hasta el nivel de buoyancia neutral de magmas intermedios a los 17 km, cuyos remanentes corresponderían al APMB. Desde este lugar, los fundidos ascenderían y se diferenciarían hasta cámaras magmáticas emplazadas entre 4 y 8 km de profundidad. El emplazamiento de magmas en una corteza fría y frágil facilitaría su erupción, mientras que a medida que ésta se haría más tibia y viscoelástica, se favorecería el emplazamiento intrusivos subvolcánicos. El emplazamiento de magmas en niveles pre-eruptivos entre 4-8 km de profundidad elevaría la transición frágil-dúctil a niveles tan someros como 2 km de profundidad. Finalmente, el fallamiento de este techo débil sobre las cámaras magmáticas es el que produciría las masivas erupciones ignimbríticas (figura 2.6).

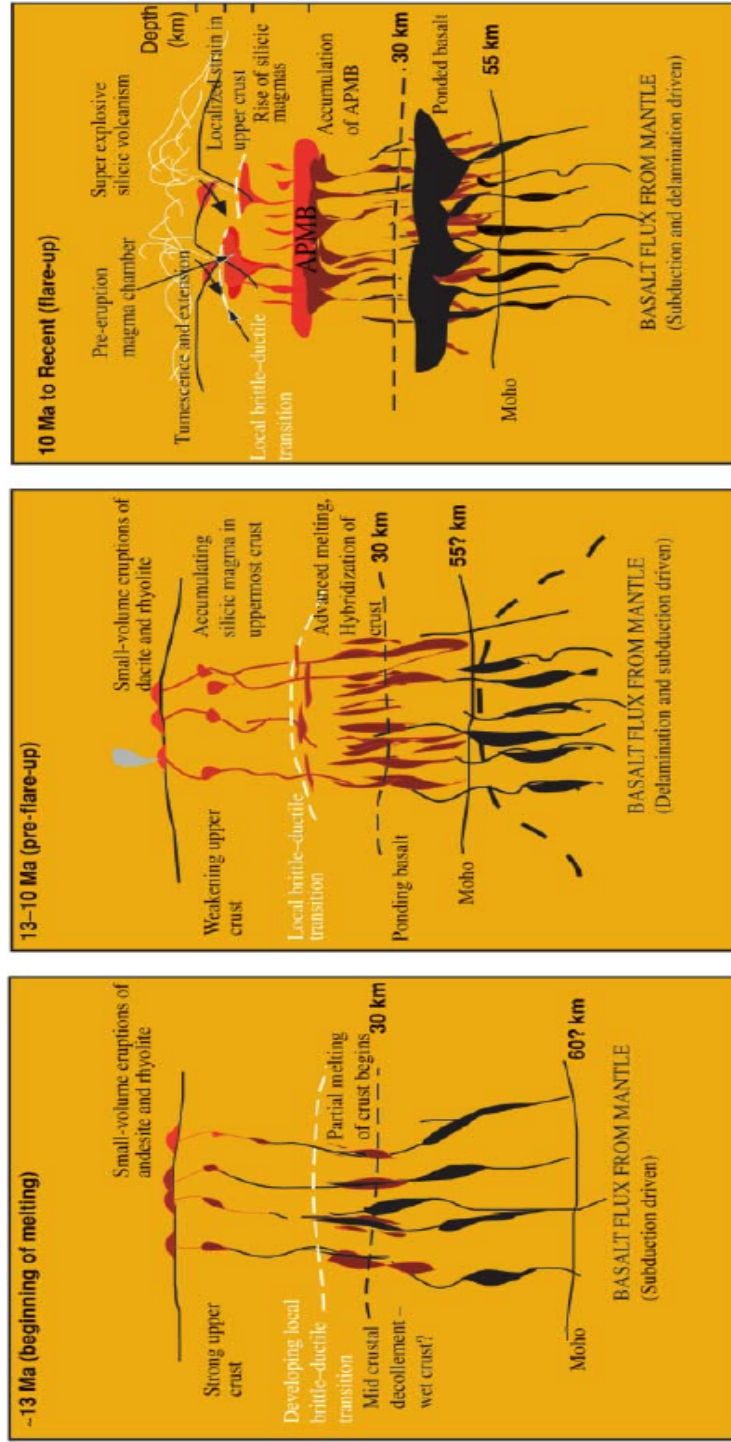


Figura 2.6: Modelo de evolución termomecánica del CVAP (de Silva et al., 2006). **13 Ma:** se inicia la fusión de magmas silíceos en el despegue de la corteza media por emplazamiento de magmas mantélicos, favorecido por una corteza engrosada y preparada termalmente. **13-10 Ma:** delaminación y reemplazo de la astenósfera caliente aumentan el flujo de basaltos y por lo tanto el de calor, aumentando la fusión e hibridización cortical entre los 30 y 15 km. Los flujos de basaltos se empiezan a acumular debajo de esta zona por diferencias reológicas y de densidad y la transición frágil-ductil sube. **10 Ma:** fundidos buoyantes acumulan y coalescen en el APMB a 17 km. de profundidad probablemente debido a la buoyancia neutral del magma híbrido. La producción y ascenso de fundidos buoyantes híbridos produce advección de calor que altera la estructura termal de la corteza, con lo que la transición frágil ductil sube. Más diferenciación lleva a que magmas más evolucionados asciendan hasta 4-8 km de profundidad desde donde son eruputados. El emplazamiento de grandes volúmenes de magmas silíceos en niveles altos resulta en erosión de la corteza superior y el ascenso de la transición frágil-ductil hasta el techo de las cámaras magmáticas. Extensión y tumescencia local pueden gatillar el fallamiento de la corteza superior y el colapso de las cámaras magmáticas lo que gatilla las erupciones ignimbriticas.

Esquema Geológico de una caldera del CVAP

Una caldera promedio del CVAP tiene menos de 10 Ma, es una depresión asimétrica sin todos sus bordes expuestos, los volúmenes de las ignimbritas que las rellenan son del orden de 10^3 km^3 , estará probablemente emplazada en torno a fallas de basamento y estaría rodeada por basamento paleo-mesozoico. De esta forma, la señal gravimétrica esperable es la de una anomalía negativa centrada en torno a la caldera, producto del relleno poco denso (Rymer y Brown 1986), rodeada de anomalías positivas, generadas por el basamento (Götze y Krause 2002).

2.3. Geología de la caldera La Pacana

La caldera La Pacana se ubica en la Cordillera de los Andes en la región de Antofagasta dentro del segmento de la Puna del CVAP, estando su centro aproximadamente en $23^{\circ}10'S$ y $67^{\circ}25'W$ a una altura promedio de 4500 msnm (figuras 2.7 y 2.8). Esta caldera fue reconocida en la década de 1980 durante los trabajos de geología regional del SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile), los cuales dieron origen a las hojas Tocoñao (Ramírez y Gardeweg 1982) y Río Zapaleri (Gardeweg y Ramírez 1985). A partir de estos trabajos, se publicaron los primeros antecedentes sobre su volcanología, estratigrafía y petrografía (Gardeweg y Ramírez 1987). Hasta la fecha, los pocos estudios realizados en esta caldera se han enfocado en el reconocimiento más preciso de su estratigrafía (Gardeweg y Ramírez 1987, de Silva 1989b, Lindsay et al., 2001a, Pavez et al., 2008) y en su petrogénesis (Lindsay et al., 2001b).

La caldera La Pacana tiene una forma que asemeja una elipse deformada, definido por su margen topográfico y de aproximadamente 60 x 35 km, con su eje más largo orientado en dirección NS (figura 2.8). Los principales elementos topográficos de este cuerpo son el muro y borde topográfico (figura 2.10), un domo resurgente y una depresión topográfica de superficie plana entre los dos anteriores. La depresión se ubica a una altura de entre 4200



Figura 2.7: Ubicación de la caldera La Pacana dentro del CVAP (Lindsay et al., 2001a).

y 4500 msnm, mientras que el domo resurgente y el borde de la caldera alcanzan alturas de hasta 5200 msnm. El borde topográfico puede ser trazado casi continuamente excepto en los límites N y W donde estratovolcanes andesítico-dacíticos más jóvenes lo cubren. Según Gardeweg y Ramírez (1987) el borde topográfico de la caldera no es paralelo a lo que se ha determinado como la zona de fractura principal, la cual no está bien expuesta, pero cuya posición se puede inferir en torno al cordón La Pacana, zona en la cual se han emplazado estratovolcanes y domos más jóvenes. Las fallas que se ubican fuera de la caldera serían normales y el desplazamiento es en general dirigido hacia la depresión interna o fosa (Gardeweg y Ramírez 1987).

En el modelo original de Gardeweg y Ramírez (1987), la zona de colapso principal (frac-

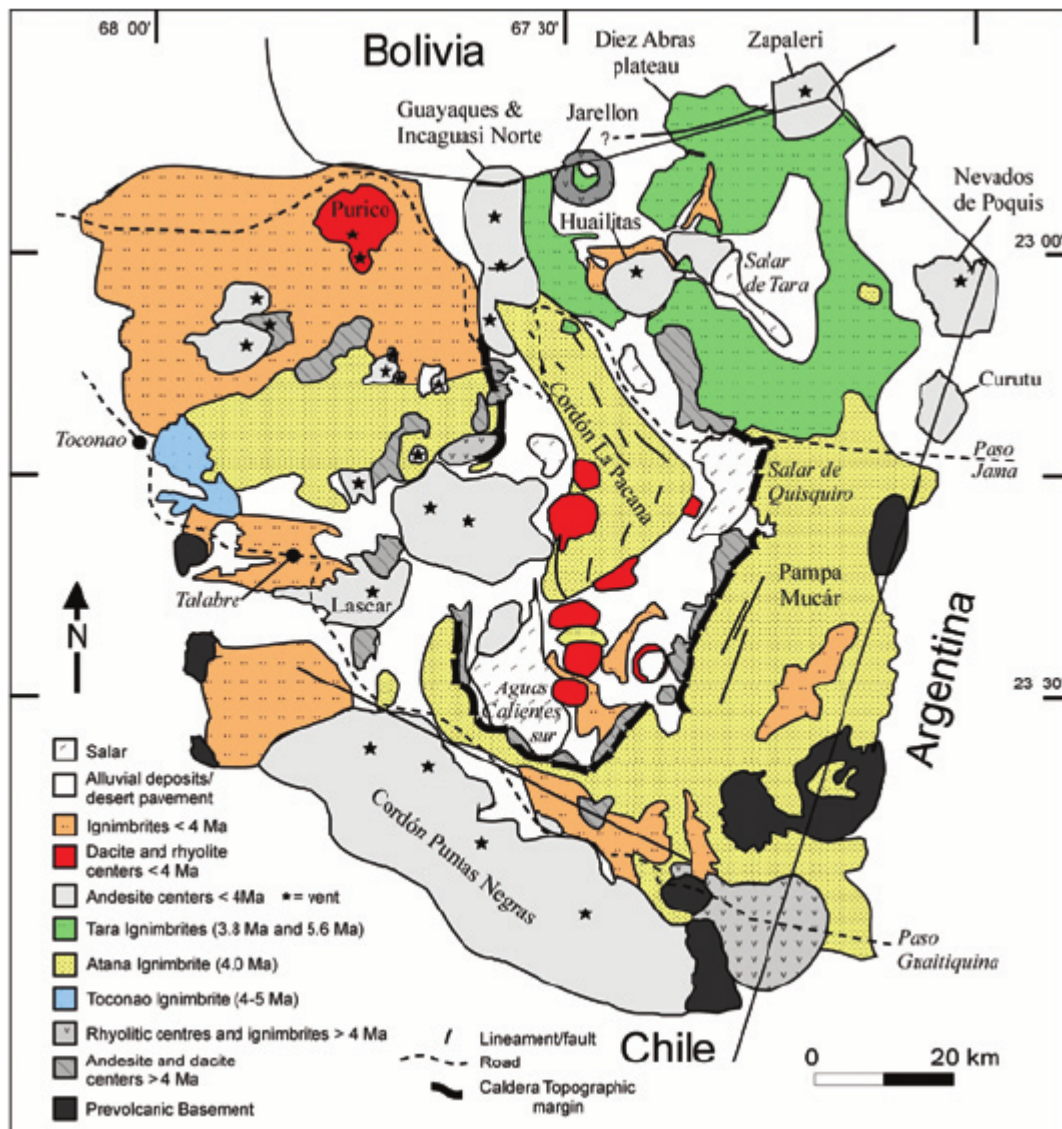


Figura 2.8: Mapa geológico de la caldera La Pacana (Gardeweg y Lindsay 2004, modificado de Gardeweg y Ramírez 1987).

tura anular) está concentrada en torno al domo resurgente limitado por fallas, siendo más profundo el relleno en la zona central de la caldera, la cual tuvo una subsidencia máxima de 900 m, mientras que el borde topográfico sería el límite externo de la zona de colapso. A diferencia de este modelo, Lindsay et al., (2001a) proponen que la zona de fractura es coincidente con el borde topográfico. El colapso de la caldera la Pacana se habría producido por la erupción de las ignimbritas Pujsa (Pavez et al., 2008), Toconao (Lindsay et al., 2001a,b) y Atana (Gardeweg y Ramírez 1987, Lindsay et al., 2001a,b; Pavez et al., 2008). Esta última constituye una de las 5 mayores erupciones de las cuales hay registro geológico (Mason et al.,

2004). La evacuación de estas ignimbritas drenó el soporte del techo de la cámara magmática, lo que generó el colapso de un bloque interior limitado por fallas anulares. Esto produjo una depresión de más de un 1 km de profundidad, la cual es asimétrica, siendo mayor en el centro que en el N y S de la caldera (Gardeweg y Ramírez 1987). Según Lindsay et al., (2001a), debido a la forma asimétrica de la caldera, sin un límite topográfico claro en el N y NE, y a los cambios de manto en las capas de Atana en el borde S de La Pacana, el colapso es por un mecanismo de trap-door con subsidencia máxima de 2 km en su parte S (figura 2.9).

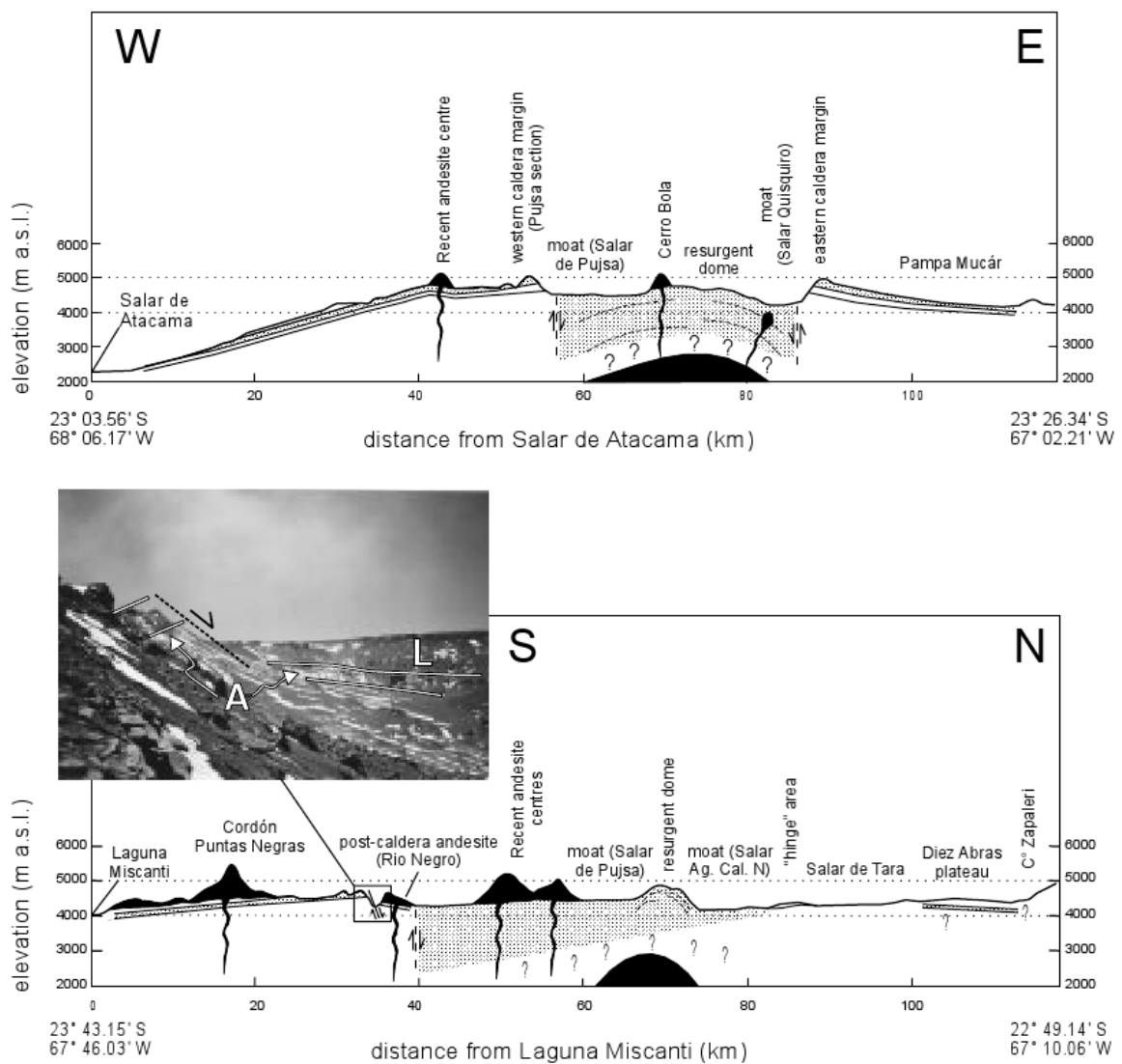


Figura 2.9: Perfiles geológicos de La Pacana. El primero es WE y el segundo es SN, mostrando la geometría de trap-door propuesta por Lindsay et al., (2001a).

La parte central de la caldera está ocupada por el cordón La Pacana, el cual constituye



Figura 2.10: Borde topográfico de La Pacana en el salar de Quisquiuro. La línea roja marca el límite del plano de falla que se observa en el borde topográfico de La Pacana, que separa la parte interna (fosa, superficie plana en primer plano) de la externa (detrás de la falla).

un domo resurgente (figuras 2.12 y 2.11) compuesto por la ignimbrita Atana y está alzado hasta 1 km por sobre la fosa de la caldera, la cual está cubierta por múltiples salares (figura 2.11 en azul). El domo es asimétrico y está compuesto por dos ejes, estando elongado en las direcciones NNE-SSW en la parte S y NW-SE en la parte N de la caldera, con una distancia total de 48,5 km y un ancho máximo de 12 km en su parte central. La evidencia principal de la resurgencia del cordón La Pacana es el anticlinal que forman los estratos correspondientes a la ignimbrita Atana. Estas capas cambian su inclinación de 15° a 30° en los flancos de los cerros de La Pacana, a 7° en la parte central del anticlinal. La parte sur del domo ha sido descrita como un anticlinal fallado (Gardeweg y Ramírez 1987). Estos autores proponen que si bien la edad de la resurgencia del domo no se puede determinar exactamente, ésta debiera ser casi inmediatamente posterior a la erupción de la caldera (Gardeweg y Ramírez 1987). Los estudios de deformación reciente hechos con interferometría de radar de apertura sintética

(InSAR) no muestran evidencias de alzamiento o subsidencia en el período comprendido entre los años 1993 y el 2000 (Pritchard y Simons 2002), y entre el 2002 y 2008 (Fournier et al., 2010). Estos resultados corresponden a ventanas temporales muy pequeñas como para poder determinar si está activa, o si es que la dinámica de esta caldera es más lenta o discontinua en el tiempo.

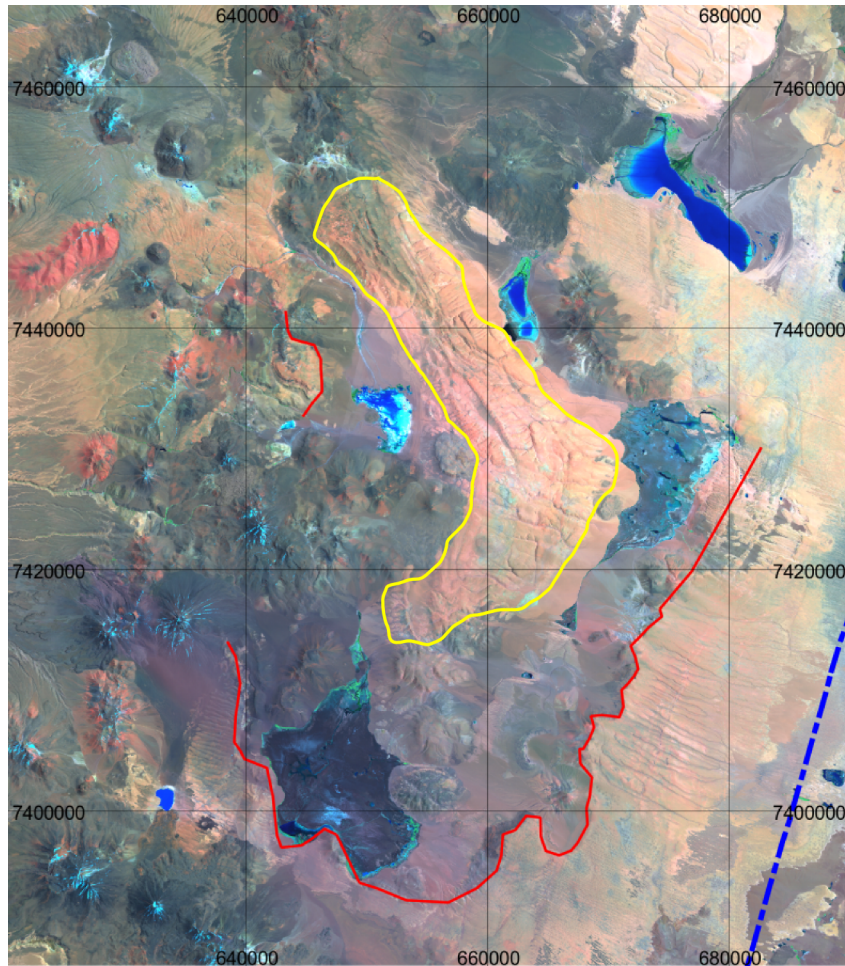


Figura 2.11: Mosaico Landsat 7 ETM+ del área de estudio, combinación de bandas 742 RGB, proyección UTM en datum WGS84 con zona 19S. La línea roja es el borde externo de la caldera La Pacana. El cuerpo amarillento limitado por una línea amarilla es el domo resurgente.

A continuación se describe la estratigrafía de las unidades geológicas de la caldera La Pacana, las cuales son separadas como pre, sin y post caldera. Luego, se describirá la geología estructural del basamento del área de estudio, la geoquímica y petrogénesis de las unidades asociadas a la caldera La Pacana, para finalmente describir la dinámica eruptiva de ésta.



Figura 2.12: Domo resurgente en el sector del Salar de Pujsa. La línea negra marca la zona de fractura principal según Gardeweg y Ramírez (1987).

2.3.1. Unidades pre caldera

Basamento pre volcánico

En este trabajo, se denomina basamento a todas las unidades geológicas más antiguas que los depósitos del volcanismo Mioceno superior. El basamento está expuesto en los bordes W y E de La Pacana (figura 2.8) y ocupa una superficie menor al 10 % de la zona de estudio. Las unidades geológicas más antiguas de éste son una serie de sedimentos marinos turbidíticos de edad ordovícica, que constituyen las Formaciones Aguada de la Perdiz y Poquis, además de las areniscas cuarcíferas de los Estratos de Quisquiro, de edad paleozoica indiferenciada (Gardeweg y Ramírez 1985, figura 2.13), los cuales están cubiertos en discordancia angular por las ignimbritas Toconao y Atana, y se ubican al E de La Pacana.

En el sector W de la caldera, (figura 2.14), se ubica el basamento del Paleozoico Superior, el cual está compuesto por las Formaciones Cas y Peine (Ramírez y Gardeweg 1982,

Breitkreuz y Zeil 1994, Breitkreuz 1995). La Formación Cas está compuesta por ignimbritas y lavas dacíticas y andesíticas y tiene una edad Carbonífero - Pérmica (Breitkreuz y Zeil 1994). La Formación Peine está compuesta por lavas andesíticas, sedimentos fluviales y lacustrinos e ignimbritas ácidas, y tiene una edad Permo-Triásica (Breitkreuz y van Schmus 1996). Ambas unidades se disponen en discordancia angular bajo rocas sedimentarias terciarias (Estratos de Quepe) e ignimbritas neógenas (figura 2.14). Al W de estas secuencias, se ubica la cuenca del Salar de Atacama (figura 2.15), la cual está rellena por más de 3000 mt de secuencias sedimentarias meso-cenozoicas (Mpodozis et al., 2005, Arriagada et al., 2006).



Figura 2.13: Estratos de Quisquiro en el borde E de La Pacana.

En el borde E de la caldera, el basamento está compuesto por diversas unidades sedimentarias Cretácicas y Cenozoicas, las que corresponden a las formaciones Estratos de Quebrada Blanca de Poquis, Siglia, Chojfias, Cajchimayo y Pastos Chicos (Gardeweg y Ramírez 1985), y que afloran en ventanas erosivas de rocas volcánicas del Neógeno, principalmente en la periferia de la caldera La Pacana. Las tres primeras de estas unidades son correlacionables con las secuencias marinas del Grupo Salta en Argentina del Cretácico Superior - Paleogeno (Gardeweg y Ramírez 1985), mientras que las dos últimas corresponden a sedimentos continentales

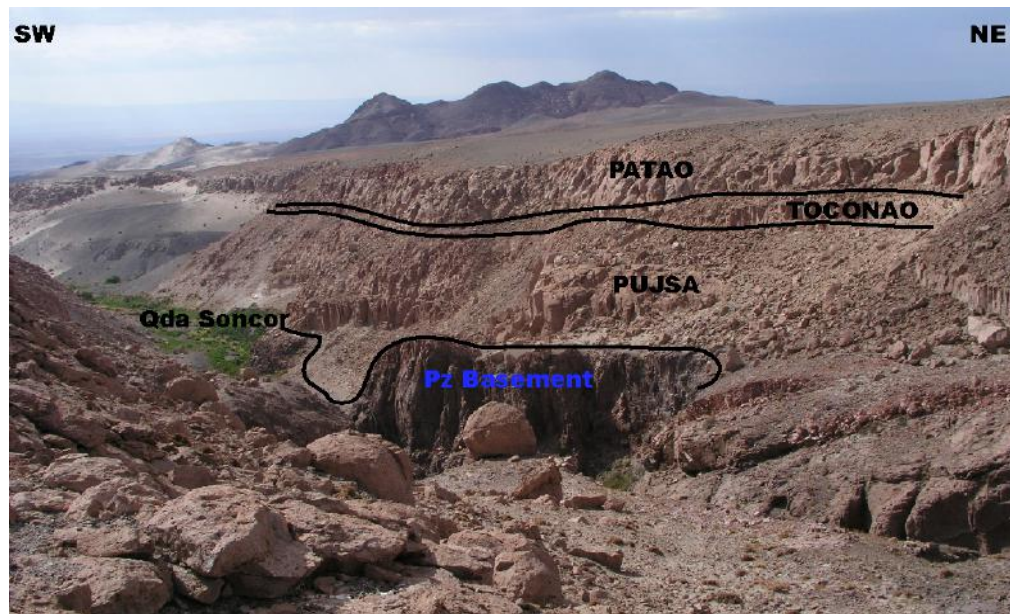


Figura 2.14: Basamento Paleozoico Superior en la quebrada Soncor cubierto por ignimbritas neógenas (Pavez et al., 2008).

del Neógeno. Estudios gravimétricos (Pavez 2005) y la presencia de xenolitos calcosilicatados en las lavas en el volcán Láscar (Matthews et al., 1996, Gardeweg et al., 1998) indican que hay presencia de niveles calcáreos (los cuales no afloran en esta zona) sobre las formaciones Cas y Peine y bajo el volcanismo neógeno. Estas secuencias sedimentarias se pueden correlacionar con la formación Yacoraite, del Maastrichtiano - Paleoceno, la cual está expuesta en la Puna argentina y también es parte del Grupo Salta (Matthews et al., 1997b).

Volcanismo del Mioceno Superior

La actividad volcánica del Cenozoico Superior en los Andes Centrales se inicia a los 30 Ma aproximadamente (Trumbull et al., 2006). En el sector de La Pacana, las rocas ígneas pre caldera del Mioceno Superior (con edades comprendidas entre 11 y 7,5 Ma, figura 2.8, figura 2.18), corresponden a intrusivos dacíticos, lavas andesíticas y dacíticas, y estrato volcanes muy erosionados (como el volcán Loslayo), los cuales se ubican en torno al borde E de la caldera La Pacana. Evidencias de volcanismo explosivo lo constituyen las ignimbritas Antigua Múcar y Guaitiquina (9,3 y 5,1 - 4,9 Ma respectivamente, Gardeweg y Ramírez 1985), las cuales afloran hacia el SE (en el caso de la ignimbrita Guaitiquina) y al SW y E (para la

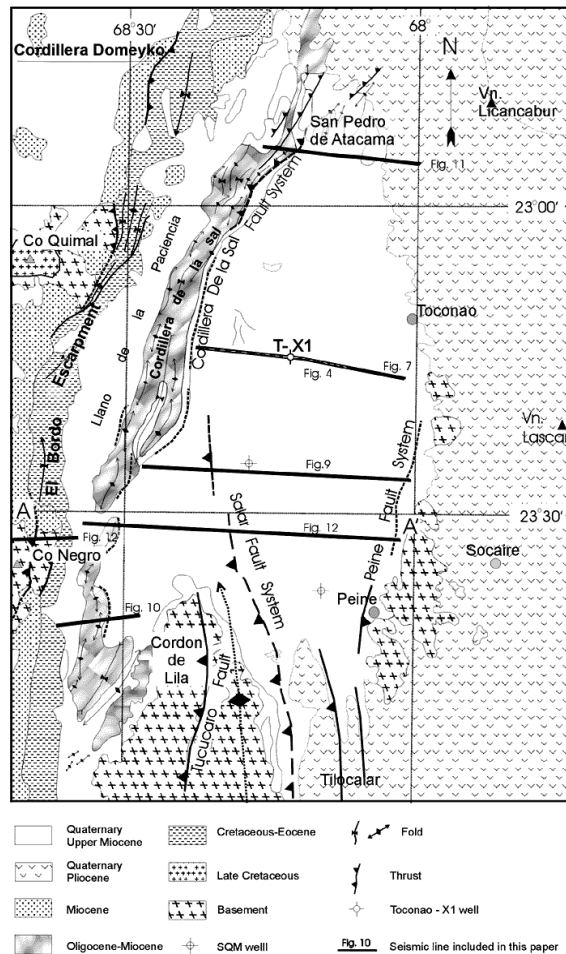


Figura 2.15: Mapa geológico simplificado del Salar de Atacama (Muñoz et al., 2002).

ignimbrita Antigua Múcar) del borde topográfico de la caldera La Pacana, y en general yacen directamente bajo la ignimbrita Atana (Gardeweg y Ramírez 1985, Gardeweg y Ramírez 1987).

2.3.2. Unidades sin-caldera

Ignimbrita Pujsa

Constituye una dacita rica en cristales, típica de las grandes ignimbritas de esta zona (de Silva 1989b). Su espesor es variable entre 40 (de Silva 1989b) y más de 70 m (Pavez et al., 2008), la base no está bien expuesta; sobreyacen a ésta las ignimbritas Atana y Patao, y su edad es de 5,8 Ma ($5,87 \pm 0,23$ Ma, de Silva 1989b; $5,8 \pm 0,1$ Ma y $5,7 \pm 0,4$ Ma, Gardeweg y Ramírez 1987).

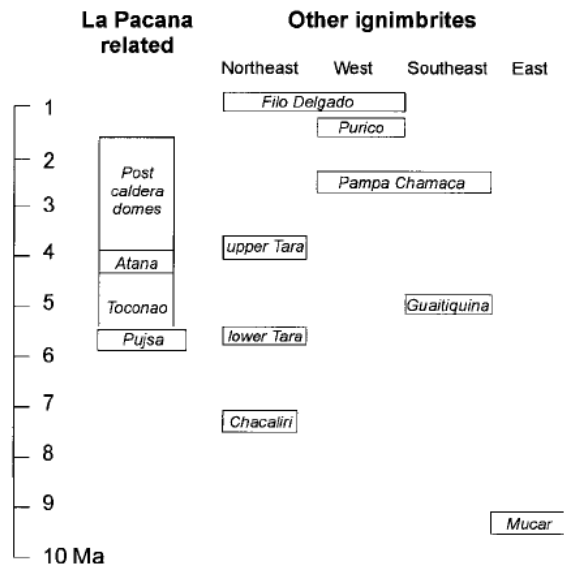


Figura 2.16: Estratigrafía de las ignimbritas en el sector de La Pacana (Pavez et al., 2008., modificado de Lindsay et al., 2001a).

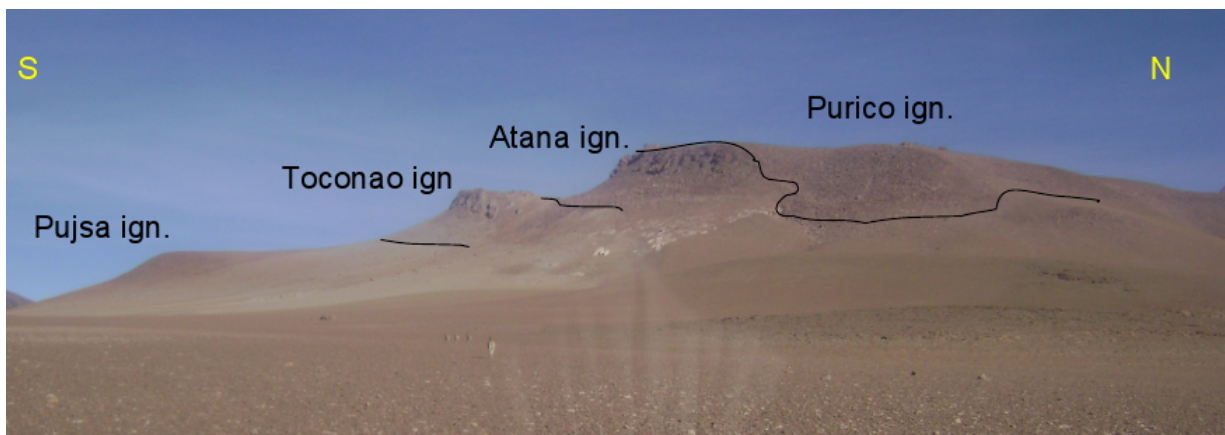


Figura 2.17: Estratigrafía en el sector de Cerros Gigantes (Pavez et al., 2008).

Petrográficamente, la ignimbrita Pujsa tiene una matriz rica en cristales (55-60%) de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda, con abundantes líticos y clastos subangulares del basamento. Las pómez son rosadas, grandes y ricas en cristales, soldadas a la matriz. En el sector de Cerros Gigantes, al E del Salar de Pujsa, la ignimbrita es extremadamente rica en líticos grandes (clastos de 50 cm) y cristales (75-80%), lo que representa facies proximales a la fuente. Pavez et al., (2008) y de Silva (1989b) sugieren que esta ignimbrita podría provenir de la caldera La Pacana, representando una etapa temprana en la evolución de esta caldera. Debido a los espesores de esta unidad (más de 70 m), su distribución espacial y a las

variaciones de facies reconocidas en terreno, Pavez et al., (2008) proponen que esta ignimbrita no es un pequeño evento temprano en la evolución de la caldera, sino que reflejaría un evento explosivo tanto o más intenso que la erupción de Atana. Estos autores sugieren entonces, que habrían al menos dos calderas anidadas en ese sector: una asociada a la erupción de Pujsa, que se denomina caldera Pujsa, y otra a la de Atana, que es la caldera La Pacana.

Domos sin-caldera

En la zona de estudio se encuentra una serie de domos, los cuales son más jóvenes que la ignimbrita Pujsa y más viejos que la ignimbrita Toconao (Ramírez y Gardeweg 1982, Gardeweg y Ramírez 1985, Gardeweg y Ramírez 1987). Estos cuerpos volcánicos se emplazan al W y dentro de la fosa de la caldera La Pacana.

Al W de la caldera La Pacana, se ubican los domos dacíticos de Cerros Rayado, Cerros Gigantes, Salta, Corona, Hecar y Honar, los que tienen edades entre 5,3 y 5,2 Ma, y una orientación en la dirección NS, a lo largo de 40 km (Ramírez y Gardeweg 1982, figura 2.18). En el sector sur del cordón La Pacana se emplazan los domos dacíticos Chamaca, Chivato Muerto y Arenoso, los cuales se encuentran alineados en dirección NS (figura 2.18). La edad K-Ar de estos domos es de $4,8 \pm 0,2$ Ma (Gardeweg y Ramírez 1987), lo que indica que precedieron a la erupción que originó la depositación de la ignimbrita Atana por 0,3 a 1 Ma. En el sector E del domo resurgente y adyacente al Salar de Quisquiro se ubica el domo dacítico Morro Negro (figuras 2.19 y 2.20), el cual según Gardeweg y Ramírez (1987) es precaldera por relaciones de contacto y debido a que su edad K-Ar ($4,4 \pm 0,7$ Ma) es indistinguible de la de Atana. Sin embargo, Lindsay et al., (2001a) sugieren sobre la base de estas mismas edades que dicho domo sería postcaldera por estar dentro de la fosa de la caldera. Observaciones de terreno realizadas durante este trabajo indican que éste se observa mucho más erosionado que el domo resurgente, por lo que se sugiere que sería más viejo que la ignimbrita Atana, modelo que concuerda parcialmente con la conclusión de Gardeweg y Ramírez (1987).

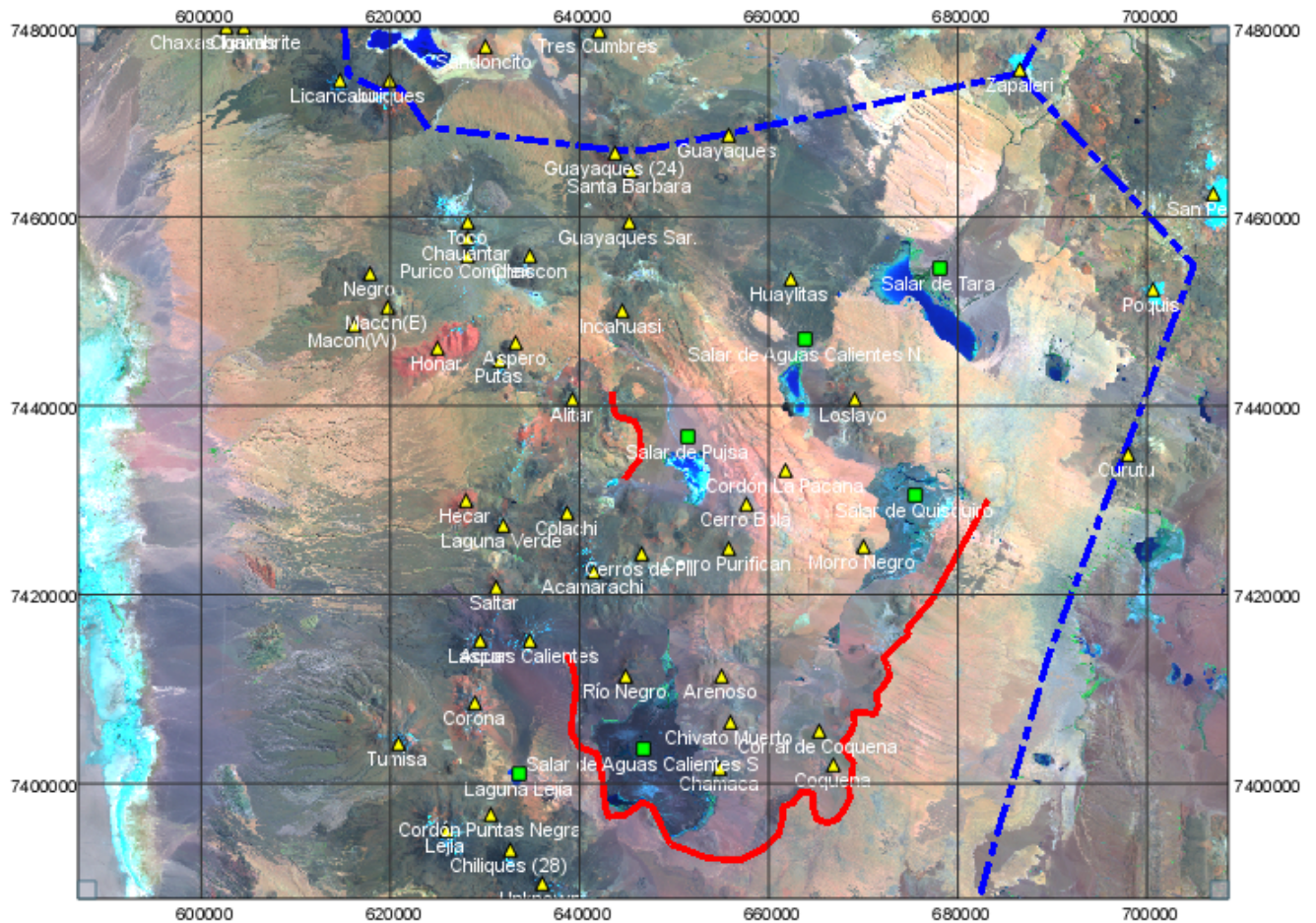


Figura 2.18: Mosaico Landsat ETM+ 742 que muestra la ubicación de domos y volcanes del Mioceno - Holoceno (triángulos amarillos), además de salares (cuadrados verdes). La línea roja es el borde topográfico de La Pacana y la línea azul es la frontera con Argentina.

Ignimbrita Toconao

Es una toba de flujo (ash-flow) riolítica y parcialmente soldada (Ramírez y Gardeweg 1982) con fracturamiento columnar en su parte superior más soldada, de color blanco a grisáceo con juveniles filiformes de pómez prácticamente afíricos. Los cristales son escasos y pequeños, principalmente de plagioclasa, cuarzo y biotita en una matriz de color café claro a incolora de polvo fino y con abundantes shards vítreos. Se han reconocido dos facies, una inferior sin indurar y una superior con alteración de vapor. Esta unidad sobreyace concordantemente a la ignimbrita Pujsa, subyace a la ignimbrita Atana y tiene un espesor de 47 m definido en su localidad tipo, el que varía hasta 220 m (Ramírez y Gardeweg 1982). La edad de esta unidad es de $4 \pm 0,9$ Ma en K-Ar (Gardeweg y Ramírez 1987) y $4,65 \pm 0,13$



Figura 2.19: Morro Negro cortando al cordón La Pacana en el sector del Salar de Quisquiro.

en U-Pb (Schmitt et al., 2002) y su fuente estaría bajo el cordón Puntas Negras (Ramírez y Gardeweg 1982).

Gardeweg y Ramírez (1987) identificaron esta ignimbrita sólo en el sector W de La Pacana, adyacente al pueblo de Toconao (figura 2.8), mientras que Lindsay et al., (2001a) (figura 2.21) identificaron en el borde E de la caldera, al S del paso Jama y bajo Atana una unidad similar, de composición riolítica, color blanco y pobre en cristales con abundantes pómez pobres en cristales. Esta unidad es petrográficamente idéntica a la ignimbrita Toconao, por lo que los autores extienden la distribución espacial de esta unidad hasta el borde E de La Pacana (figura 2.21). Pavez et al., (2008) también la reconocieron en el sector del paso Huaitiquina, lo cual ratifica la extensión de la distribución de Toconao (figura 2.21). Pese a que para Gardeweg y Ramírez (1987) Toconao no provendría de la caldera La Pacana, sino que del cordón Puntas Negras, Lindsay et al., (2001b) proponen sobre la base de modelos geoquímicos (ver subsección de Geoquímica y Petrogénesis) que la ignimbrita Toconao corresponde a una etapa temprana de la erupción de Atana y que por lo tanto su fuente sería la misma que Atana, es decir, la caldera La Pacana y no el cordón de Puntas Negras.

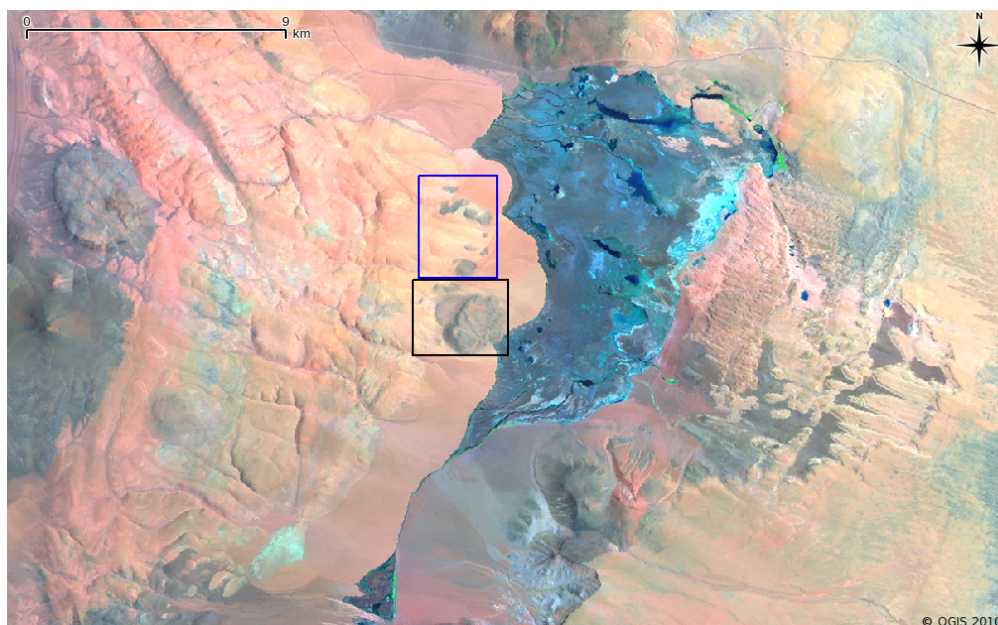


Figura 2.20: Mosaico Landsat ETM+, combinación de bandas 742 que muestra las relaciones de corte entre el cordón La Pacana y el Morro Negro. En el cuadrado negro se ve al Morro Negro sobre la parte inferior de La Pacana, mientras que en el azul se ve a la parte superior de La Pacana tapando al Morro Negro.

Ignimbrita Atana

La ignimbrita Atana es una voluminosa toba riódacítica compuesta de al menos cuatro unidades de flujo, las cuales forman una sola unidad de enfriamiento, siendo eruptadas todas en forma prácticamente simultánea en un tiempo entre los $3,8 \pm 0,5$ y $4,5 \pm 0,4$ Ma en edades K-Ar (Lindsay et al., 2001a) y de $4,11 \pm 0,2$ en U-Pb (Schmitt et al., 2002).

La fuente de la ignimbrita Atana es la caldera La Pacana (Gardeweg y Ramírez 1987), y se ha reconocido esta unidad dentro y fuera de la caldera (figura 2.8). Dentro de la caldera La Pacana, está concentrada principalmente en el domo resurgente que forma el cordón La Pacana, estando también presente en forma de parches pequeños dentro de la fosa. Al este de la caldera La Pacana, la ignimbrita Atana sobreyace a rocas mesozoicas deformadas (sector de los cerros Zapaleri y Poquis) e ignimbritas terciarias más viejas (sector del paso Huaytiquina), estando separada de ellas por depósitos de caída y oleadas piroclásticas (Gardeweg y Ramírez 1985). Al W de la caldera, la ignimbrita Atana sobreyace a la ignimbrita Toconao (figura 2.21) y está cubierta por la ignimbrita Cajón (Marinovic y Lahsen 1984) o también llamada Purico (Schmitt et al., 2001). Al NW de la caldera La Pacana, la ignimbrita Atana

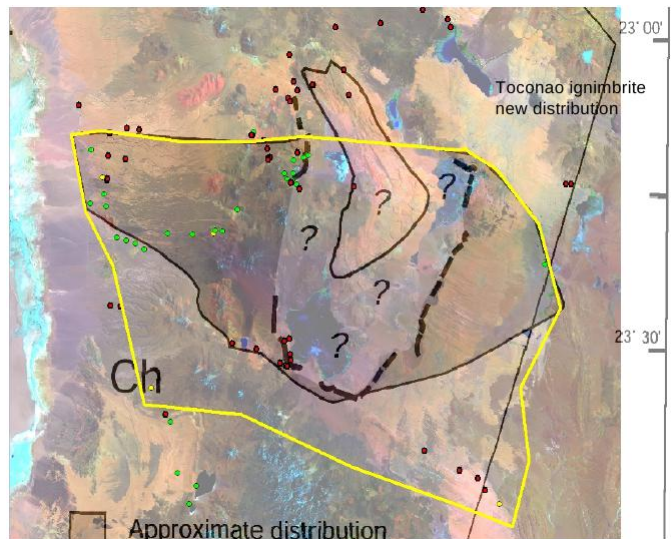


Figura 2.21: Distribución espacial en subsuperficie de la ignimbrita Toconao. La línea amarilla es el límite de su extensión según Pavez et al., (2008), mientras que la línea continua negra es según Lindsay et al., (2001a). La línea punteada es el borde topográfico de La Pacana. Tomado de Pavez et al., (2008), modificado de Lindsay et al., (2001a).

está cubierta por lavas andesíticas del volcanismo Plio-Pleistoceno y tobas más jóvenes (figura 2.8, Ramírez y Gardeweg 1982, Gardeweg y Ramírez 1987).

Pese a que Atana es química y mineralógicamente homogénea, existen varias diferencias entre lo que son las facies intra y extra caldera (Gardeweg y Ramírez 1987). Según estos últimos autores, las facies extra caldera son al menos cuatro flujos separados por depósitos de caída finos y oleadas irregulares, los cuales se tornan más gruesos hacia el interior de la caldera. Según estos autores, estas facies difieren entre si en los bordes E y W de la caldera. El flujo externo del E está compuesto por dos miembros principales, uno inferior formado por 1 a 3 flujos no soldados, cada uno de 1 a 15 m de espesor (Gardeweg y Ramírez 1987). De acuerdo a estos autores, la base de estas facies tiene presencia local de un vitrófiro basal, el cual está enriquecido en cristales y empobrecido en vidrio. Por otra parte, las facies extra caldera en el W está compuestas por dos unidades de flujo, separadas por un fino depósito de flujos de ceniza (Gardeweg y Ramírez 1987). Por otra parte, la facie intra caldera consiste en una sola unidad de casi 1 km de espesor de tobas soldadas, en las cuales no hay intercalaciones de depósitos de caída (Gardeweg y Ramírez 1987). La diferencia entre las facies intra y extra caldera estaría dada por el grado de soldamiento, fracturamiento, abundancia



Figura 2.22: Afloramientos de las ignimbritas Toconao (bajo la línea azul) y Atana (sobre ella) en el sector del Salar de Quisquiro.

de fenocristales, devitrificación y presencia de brechas (Gardeweg y Ramírez 1987). Debido a estas diferencias, Ramírez y Gardeweg (1982) consideraron tentativamente a la facie intra caldera como una ignimbrita distinta (Ignimbrita La Pacana). Esta facie muestra un soldamiento intenso, desvitrificación intensa, fracturas rectilíneas, presencia de brechas mientras que la extra caldera no muestra soldamiento, brechas ni desvitrificación y tiene fracturas columnares (Gardeweg y Ramírez 1987).

Petrográficamente, la ignimbrita Atana es una toba rica en cristales y en algunas zonas rica en pómez y pobre en líticos (Gardweg y Ramírez 1987, Lindsay et al., 2001a). La ignimbrita como un todo contiene abundantes fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, con fases accesorias de minerales ferromagnesianos. La composición química de la ignimbrita Atana indica que en general, son dacitas calcoalcalinas, con menores proporciones de andesitas (63,1 % de SiO_2) y riolitas (71,9 % de SiO_2), sin que haya una gran diferencia composicional entre las facies intra y extra caldera. La mayor parte de la ignimbrita Atana tiene fragmentos

de pómez en menor proporción (Gardeweg y Ramírez 1987), cuya composición química es variable, ya que las pómez blancas son riolíticas (72,3%), mientras que las pómez grises son andesíticas (61,6%) (Gardeweg y Ramírez 1987, Lindsay et al., 2001b).

Lindsay et al., (2001a) redefinieron la estratigrafía de la ignimbrita Atana y separaron los afloramientos de las facies extra caldera de esta unidad en el sector adyacente a la frontera con Argentina y Bolivia (figura 2.23) como parte de una ignimbrita distinta a la que renombraron como Tara (figura 2.8), la cual está compuesta por dos miembros. El miembro inferior tiene edades K-Ar de 5.5 a 5.7 Ma, mientras que el superior es de 3.8 a 3.4 Ma, siendo este gap de edades coherente con evidencias de terreno.

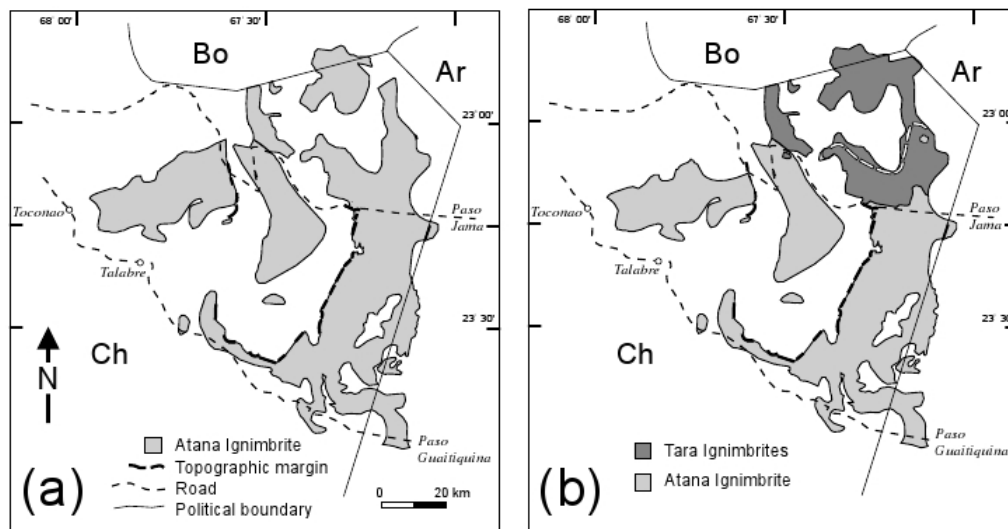


Figura 2.23: Distribución espacial de las ignimbritas Atana y Tara antes (a) y después (b) de Lindsay et al., (2001a).

De acuerdo a Lindsay et al., (2001a), las diferencias entre las ignimbritas Tara y Atana son las siguientes:

- La ignimbrita Tara tiene varios flujos soldamiento interno con interestratificaciones de oleadas y depósitos de caída. A diferencia de lo anterior, la ignimbrita Atana es una sola unidad y no posee un depósito pliniano que si está en la primera.
- La ignimbrita Tara es más rica en pómez que la ignimbrita Atana, y contiene escoria y

pómez bandeada, las cuales están ausentes en est última.

- Las pómez de la ignimbrita Tara son mineralógicamente diferentes a las de la ignimbrita Atana. Las primeras no contienen minerales ferromagnesianos y son más ricas en minerales félsicos que las segundas.
- La composición de roca total de la ignimbrita Tara es riolítica mientras que la de la ignimbrita Atana es dacítica. En forma similar, las pómez de la ignimbrita Tara tienen mayor rango composicional que las de la ignimbrita Atana.

Gardeweg y Ramírez (1987) consideran que la ignimbrita Puripicar (Marinovic y Lahsen 1984), ubicada en el NW del área de estudio se puede correlacionar geocronológica y estratigráficamente con la ignimbrita Atana, por lo que es considerada dentro de los cálculos de volumen eruptado de la caldera. Sin embargo, de Silva y Francis (1989) las consideran como unidades distintas, en base a los minerales presentes, química mineral y patrones de elementos trazas, con las facies extracaldera de Atana.

Los espesores de la ignimbrita Atana son variables entre las facies intra y extra caldera. Gardeweg y Ramírez (1987) proponen que el espesor de la facie intra caldera es de 900 m aproximadamente sobre un área de 700 km², mientras que el de la extra caldera variaría entre 10 y 60 m con un promedio de 35 mt sobre un área de 7700 km², lo que da un total de 900 km³ de volumen eruptado como estimación mínima debido a la erosión. Si se le añade la ignimbrita Puripicar (Marinovic y Lahsen 1984), el volumen aumenta a 910 km³. En la redefinición que Lindsay et al., (2001a) hicieron sobre la superficie y espesor de la ignimbrita Atana (para las facies intra y extra caldera), junto con los límites de la caldera La Pacana, estos autores plantean que el volúmen de la ignimbrita Atana llega a 2500 km³. Cualquiera sea de estos el valor más cercano a la realidad, estas estimaciones de volumen eruptado permiten clasificar a la caldera La Pacana como parte de las grandes calderas resurgentes en el mundo.

2.3.3. Unidades post caldera

Volcanismo Plioceno

Las unidades postcaldera están emplazadas en torno a la zona de fractura anular asociada a la resurgencia del cordón La Pacana (figura 2.8). La primera actividad postcaldera la constituyen el volcán monogenético Corral de Coquena (Gardeweg y Ramírez 1987), seguido de la formación de estratoconos andesíticos y dacíticos.

El volcán monogenético Corral de Coquena (Gardeweg y Ramírez 1987, Self et al., 2008) tiene un cráter subcircular de 3 km de ancho y con un borde de 200 m de alto, y está ubicado en el SE de la fosa de la caldera La Pacana. Este volcán se formó por la erupción explosiva de un domo riolítico vítreo, con una unidad piroclástica (posiblemente freatomagnética) la que depositó hasta 10 m de ceniza y pómez en torno a él (Gardeweg y Ramírez 1987, Self et al., 2008). La edad de este domo es de $4,4 \pm 0,3$ Ma (Gardeweg y Ramírez 1987) aunque estudios posteriores muestran edades más jóvenes en un rango de $3,8-4,2 \pm 0,1-0,2$ Ma (Lindsay et al., 2001a). Self et al., (2008b) argumentan que es un cráter tipo maar, con una unidad piroclástica posiblemente freatomagnética, cubierta por fragmentos de vidrio riolítico con acumulación de spatters, cuyo origen estaría dado por una combinación entre tasas de erupción moderadamente altas y desgasificación eficiente.

Las demás unidades postcaldera tienen menos de 3,5 Ma y la más vieja de ellas corresponde al volcán Huaylitas (Gardeweg y Ramírez 1985, Gardeweg y Ramírez 1987), el cual cubre parcialmente el borde NE de la caldera. Al W de este cono, un conjunto de domos dacíticos y conos (Cerros de Guayaques) cubre el sector N del domo resurgente (Marinovic y Lahsen 1984) (figuras 2.18 y 2.8).

Entre el borde W de La Pacana y el salar de Atacama se ubica la ignimbrita Patao (figura 2.8), la cual sobreyace directamente a las ignimbritas Toconao y Atana. Petrográficamente Patao es una toba dacítica con una edad de $3,1 \pm 0,7$ Ma (Ramírez y Gardeweg 1982), un

espesor de 15 m (Pavez et al., 2008) y cuya caldera de origen estaría ubicada al sur de La Pacana (de Silva 1989b). Al SW de la zona de estudio se ubica la ignimbrita Tucúcaro, la cual es petrográfica y cronológicamente similar a Patao ($3,2 \pm 0,3$ Ma, Ramírez y Gardeweg 1982).

En el sector del salar de Pujsa, en el margen W de la caldera, se emplazan 2 domos. Uno de ellos es el Cerro Bola, un domo dacítico con forma de torta y con edades de entre $2,7 \pm 0,2$ Ma (Gardeweg y Ramírez 1987) y $2,28 \pm 0,15$ (Lindsay et al., 2001a), mientras que el segundo es el cerro Purifican, morfológicamente más joven que el anterior y con una edad de $1,62 \pm 0,09$ Ma (Lindsay et al., 2001a) (figuras 2.18 y 2.8).

Dos depósitos de flujos piroclásticos, que se ubican en torno a la zona de fractura de la caldera La Pacana, corresponden a las ignimbritas Pampa Chamaca, en el margen S de la primera, y Filo Delgado, ubicada al N de la caldera La Pacana, las cuales sobreyacen a la ignimbrita Atana. La ignimbrita Pampa Chamaca es una toba riolítica con una edad K-Ar de $2,4 \pm 0,4$ Ma, un espesor promedio de 1,5 m, un volumen de $0,5 \text{ km}^3$ y cuya fuente estaría bajo el cordón Puntas Negras (Gardeweg y Ramírez 1987) o debajo del salar de Aguas Calientes (de Silva 1989b) (figura 2.8). La ignimbrita Filo Delgado corresponde a una toba dacítica, con un volumen de $0,1 \text{ km}^3$ y un espesor de 1 m, de edad Plioceno superior, la que habría eruptado del volcán Huaylitas (Gardeweg y Ramírez 1987) o al N del domo resurgente (de Silva 1989b).

Finalmente, dentro de la caldera La Pacana hay conjuntos de conos andesíticos, los que corresponden a los cerros de Pili y cerros de Río Negro, ubicados al W y SW del domo resurgente (Ramírez y Gardeweg 1982). Además, al W de la caldera La Pacana se ubican los volcanes Putas, Laguna Verde y Alítar (Ramírez y Gardeweg 1982).

Volcanismo Pleistoceno-Holoceno

En el sector NW del área de estudio se ubica la ignimbrita de escudo Purico (Schmitt et al., 2001, figura 2.8), la cual corresponde a un conjunto de flujos ignimbríticos y algunos

domos menores, con edades entre 1,38 y 0,52 Ma (de Silva 1989b). Este cuerpo volcánico está compuesto por tres unidades, las cuales son de base a techo las ignimbritas Purico inferior I y II (LPI I y LPI II) y la ignimbrita Purico superior (UPI) con una litología principal de dacitas ricas en cristales (Schmitt et al., 2001). Los productos de esta caldera tienen una variedad composicional no vista en otras ignimbritas del CVAP (Schmitt et al., 2001), ya que hay presencia de pómez andesíticas, dacíticas y riolíticas, las que se habrían formado por procesos de fusión por mezcla magmática y cristalización fraccionada (Schmitt et al., 2001).

Los volcanes Acamarachi, Aguas Calientes, Chilikues, Colachi, Láscar, Licancabur, Sairecabur, Tumisa, además del cordón Puntas Negras, representan las principales manifestaciones del volcanismo Pleistoceno - Holoceno, los cuales están entre la fosa y el borde W de la caldera (Marinovic y Lahsen 1984, Gardeweg y Ramírez 1987, figuras 2.18 y 2.8). El volcán Tumisa, se ubica al SW del Láscar (figuras 2.18 y 2.8), y consiste en un cono de domos dacíticos rodeado por un abanico de flujos piroclásticos con edades K-Ar entre 2,5 y 0,4 Ma. (Gardeweg 1991). El volcán Aguas Calientes está compuesto por un conjunto lavas andesíticas y dacíticas, con edades del Pleistoceno (Gardeweg et al., 1998).

El volcán Láscar (figura 2.24) es el más activo de los Andes Centrales (Gardeweg y Lindsay 2004) y es un estrato volcán elongado en dirección ESE-WNW constituido por 2 conos en esa misma dirección que albergan 5 cráteres, de los cuales el que posee actividad más reciente es el cráter central (figura 2.25).

La evolución geológica del Láscar se inició a lo menos hace 43 Ka (Gardeweg et al., 1998), y ha sido compleja, ya que éste ha cambiado su posición produciendo varios cráteres anidados, cuyos productos incluyen lavas andesíticas, domos dacíticos e ignimbritas. La actividad más reciente del Láscar se inició en 1984 y se ha caracterizado por el crecimiento y subsidencia cíclica de domos dacíticos, acompañado por desgasificación y erupciones explosivas de magnitudes con VEI de entre 2 y 3 (Matthews et al., 1997). Este ciclo contó con una erupción



Figura 2.24: Vista hacia el SE del Volcán Láscar. En primer plano se ubican los flujos piroclásticos de la erupción de 1993 sobre flujos de lava más antiguos.

subpliniana del 18-20 de Abril de 1993, la que produjo un abundante flujo piroclástico, cuyo depósito alcanzó $0,06 \text{ km}^3$, y una columna eruptiva de 24 km de altura (Gardeweg et al., 1998). Posteriormente, se han producido diversas erupciones vulcanianas, explosiones menores y desgasificación constante, las que siendo parte del mismo ciclo, serían manifestaciones menos intensas que las anteriores (Matthews et al., 1997).

2.3.4. Geología Estructural del Basamento y de la Caldera La Pacana

Pese a la gran cobertura volcánica existente en la zona de estudio, estructura de la caldera La Pacana y su basamento ha sido reconocida en algunos estudios recientes (Ramírez y Gardeweg 1982, Gardeweg y Ramírez 1987, Kuhn 2002, Pavez 2005, González et al., 2009).



Figura 2.25: Fotografía aérea del volcán Lascar luego de la erupción de 1993. En ella se observan el cráter central activo, el estratocono occidental inactivo y coladas de lava de sus últimas etapas eruptivas (Gardeweg et al., 1998).

Estructura de la caldera La Pacana

El domo resurgente de la caldera La Pacana está cortado por numerosas fallas normales de rumbo NW-SE (figura 2.26), las cuales forman un sistema de graben apical, el cual está sutilmente definido en la parte central del domo, y se habrían formado como respuesta a la resurgencia de la caldera (Gardeweg y Ramírez 1987). Estas estructuras siguen la forma del domo resurgente, por lo que tienen rumbo NW-SE y NE-SW. Al E de la caldera, se observa un conjunto de fallas normales de rumbo NE-SW (figura 2.26), cuyo bloque colgante tiene un desplazamiento hacia la fosa de la caldera, las cuales podrían estar asociadas a la dinámica de la resurgencia de la caldera (Gardeweg y Ramírez 1987).

Estructura del basamento de la caldera La Pacana

Gardeweg y Ramírez (1987) sugieren que la caldera La Pacana se ubica en un sector dominado estructuralmente por sistemas de fallas con orientaciones NS, NW-SE y NE-SW, las cuales coinciden con la distribución espacial de la mayor parte de los centros volcánicos en el área de estudio. Según estos autores, en esta zona están presentes tres lineamientos de

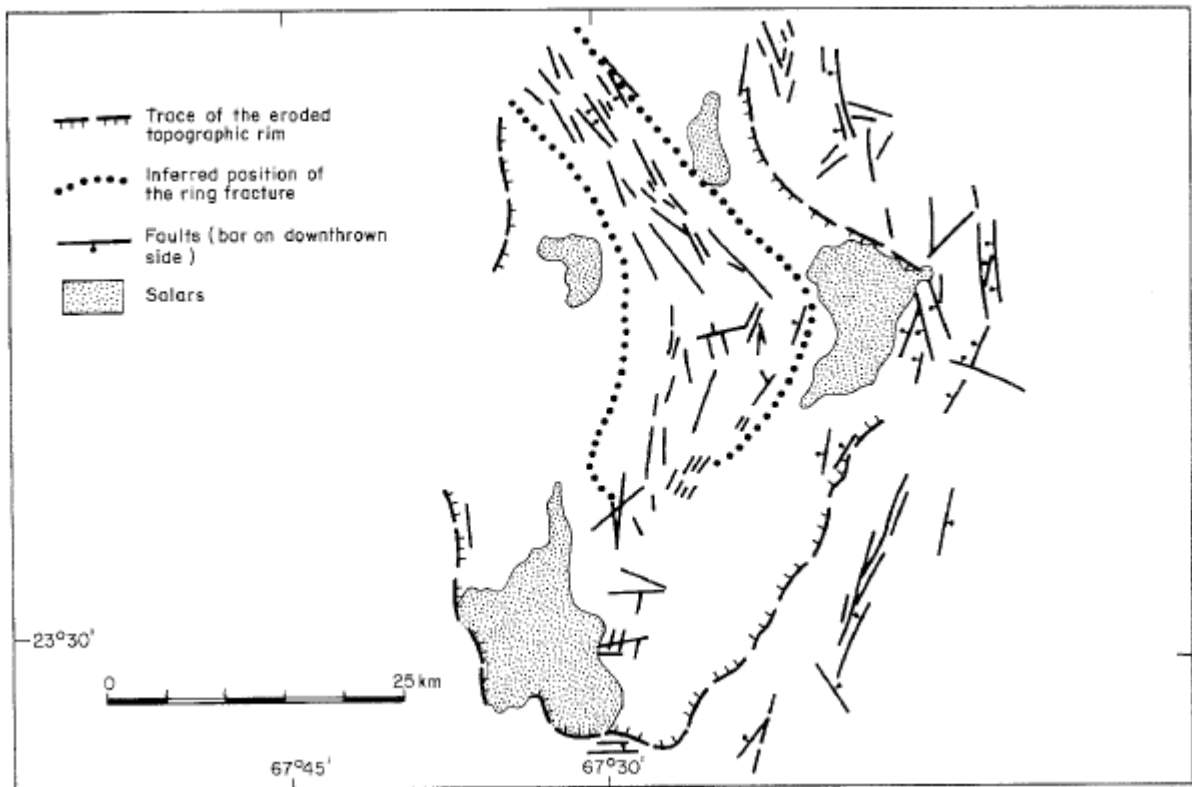


Figura 2.26: Fallas principales en torno a la caldera La Pacana (Gardeweg y Ramírez 1987).

escala regional pobremente definidos, los cuales son el lineamiento Socompa, una estructura de orientación NE-SW que es paralela al borde SE de la caldera; el lineamiento Quisquiro, una estructura discontinua de 110 km de largo que corre paralela al borde E de la caldera y el lineamiento Miscanti. Este último (figura 2.27), es un cordón asimétrico de rumbo NS de vergencia E, de 100 km de largo aproximadamente, con un alto variable de entre 150 y 300 m, y que se extiende desde el volcán Miñiques hasta el plateau de Chajnantor, donde desaparece al estar tapado por volcanitas más jóvenes (figura 2.27), deformando las ignimbritas Patao y Tucúcaro. Además, este cordón está espacialmente relacionado con el emplazamiento de estratovolcanes y domos pre y postcaldera de edades pliocenas-cuaternarias, ya que muchos de ellos se ubican directamente en torno a su traza (Gardeweg y Ramírez 1987, Pavez 2005, González et al., 2009).

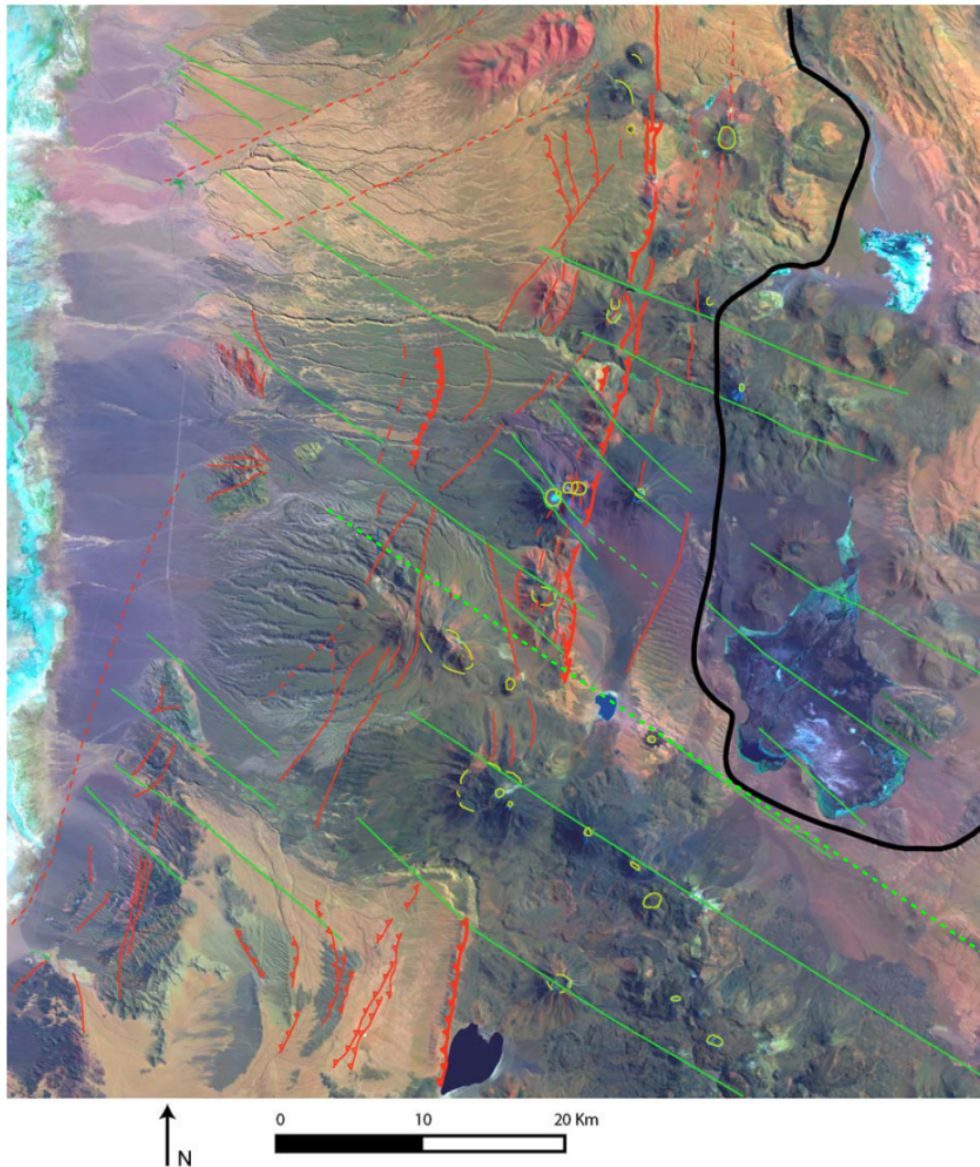


Figura 2.27: Mosaico Landsat ETM+ 741 que muestra las estructuras presentes al W de la caldera La Pacana (Pavez 2005). La línea negra es el borde topográfico de la caldera La Pacana, las líneas rojas son estructuras compresivas de rumbo NNE-SSW (la falla Miscanti es la línea roja más gruesa), las flechas rojas indican el bloque colgante de las fallas inversas y las líneas verdes son estructuras del basamento sinestrales, paralelas al sistema de fallas de Calama - Olcapato - El Toro (línea verde segmentado). La traza de esta última estructura se localiza aproximadamente por donde la describe Salfity (1985).

Entre el sector de Talabre y el volcán Láscar, González et al., (2009) observan cinco escarpes de rumbo NS, los que deforman el borde W del arco magmático. La falla que produce esta deformación se observa en algunas partes, mientras que en otras se infiere por la presencia de pliegues por propagación de fallas ciegas (Pavez 2005, González et al., 2009, figura 2.28). Además, la presencia de estratos de crecimiento en secuencias aluviales indica una sedimentación sintectónica con una edad máxima pleistocena (Pavez 2005, González et

al., 2009). En el sector de la caldera Purico, la ignimbrita del mismo nombre está deformada por una estructura de pop-up (González et al., 2009). Además, en ese mismo sector se observan abanicos aluviales disectados, lo que indica que la deformación compresiva en esta zona fue contemporánea al volcanismo durante el Pleistoceno superior (González et al., 2009).

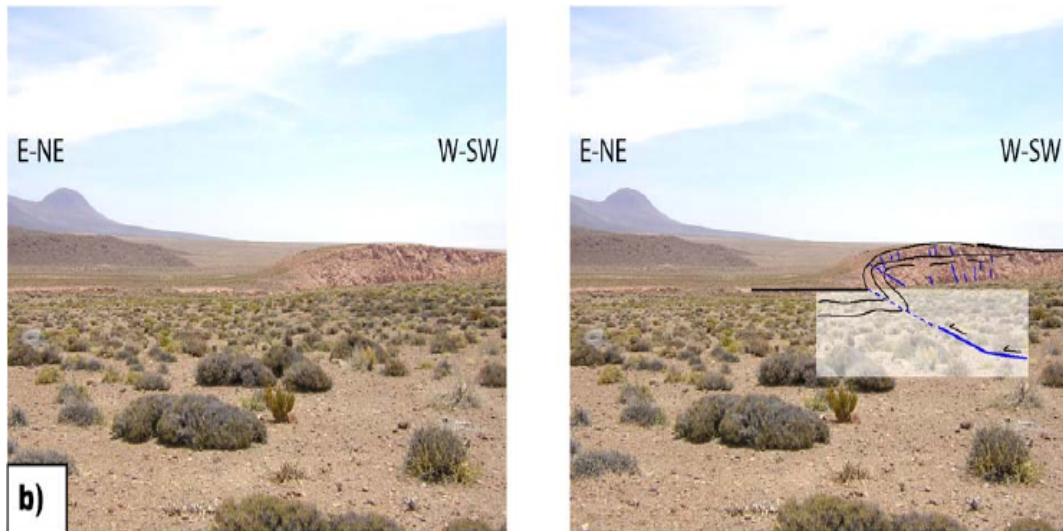


Figura 2.28: Falla inversa que pliega a las ignimbritas pliocenas en Quebrada Talabre (Pavez 2005).

La falla Miscanti y los escarpes de fallas reconocidos por González et al., (2009) serían parte de la prolongación más oriental del sistema de fallas con vergencia hacia el E que se inicia en el borde W del Salar de Atacama (Arriagada et al., 2006, figura 2.29). En algunas zonas, como en el sector de las formaciones Peine y Cas, se observa que el basamento paleozoico se encuentra en contacto lateral con la cobertura meso-cenozoica por sistemas de fallas inversas, lo que implica la presencia de una tectónica de escama gruesa (figura 2.29).

Algunos autores han sugerido que en la zona de estudio está presente el sistema de fallas Calama Olacapato El Toro (Salfity 1985, Lindsay et al., 2001b, Riller et al., 2001, figura 2.27), el cual ha sido interpretado como una estructura de rumbo NW-SE que atraviesa la Puna y la Cordillera Occidental, de edad pre andina, la cual se habría reactivado múltiples veces controlando la geometría de diversas cuencas al menos desde el Precámbrico Superior (Salfity 1985) y el colapso episódico de calderas (Riller et al., 2001). Se han determinado

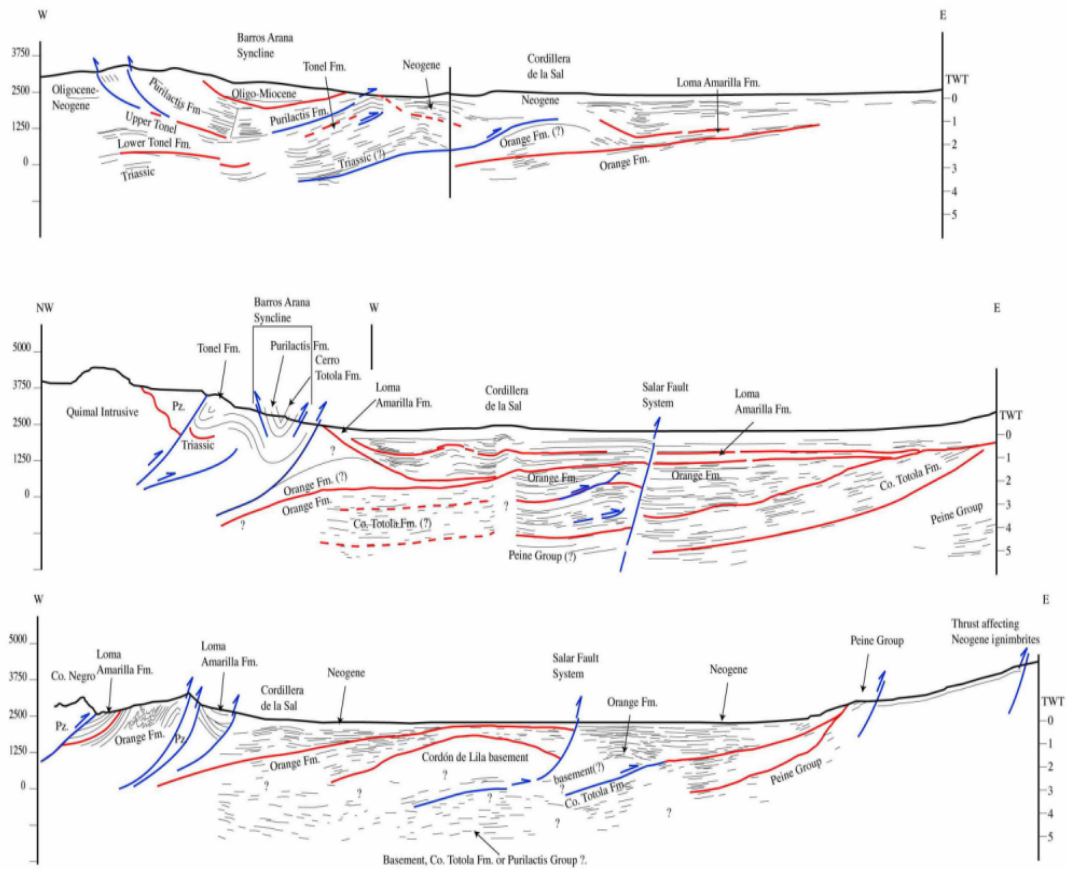


Figura 2.29: Perfiles sísmicos interpretados del Salar de Atacama que muestran un sistema estructural de vergencia E, el cual termina en el límite W de la zona de estudio (Arriagada et al., 2006).

eventos sísmicos compatibles con una cinemática sinistral en transtension a lo largo de su traza en el sector de la Puna argentina (Schurr et al., 1999), lo que indica que estaría activa en esa zona. La traza de este sistema de fallas pasaría aproximadamente por sobre el límite sur de la Pacana (Lindsay et al., 2001a,b) y estaría espacialmente relacionado con la orientación NW del cordón Puntas Negras (figura 2.27), inmediatamente al S de la anterior. Sin embargo, debido a que su traza no se ha reconocido en las cartas geológicas de la zona de estudio (Ramírez y Gardeweg 1982, Marinovic y Lahsen 1984, Gardeweg y Ramírez 1985) ni en los perfiles sísmicos bajo el Salar de Atacama (Muñoz et al., 2002, Arriagada et al., 2006), no está demostrado que efectivamente lo cruce y llegue hasta Calama.

En síntesis, se reconoce una tectónica compresiva con un σ_1 de dirección aproximada EW, activa durante el Plioceno - Pleistoceno superior, por lo que el volcanismo es simultáneo a la

deformación (González et al., 2009). Esta dirección de máximo acortamiento es compatible con la alineación del complejo volcánico del Lászar y la elongación de sus cráteres recientes anidados, la cual es de rumbo N°82E (Pavez 2005). Sin embargo, en torno a los bordes de La Pacana, la presencia de volcanes como el Lászar alineados en torno a la falla Miscanti (Gardeweg et al., 1998, Pavez 2005, González et al., 2009) y la sugerencia de que el colapso de calderas en la Puna argentina está controlada por el movimiento episódico de fallas en transtensión sinistral (Riller et al., 2001), sugieren que hay una relación directa entre la tectónica y el volcanismo.

2.3.5. Geoquímica y Petrogénesis: Modelo de Dinámica Eruptiva

En el modelo original de Gardeweg y Ramírez (1987), el colapso de La Pacana ésta relacionado únicamente con la erupción de la ignimbrita Atana (Gardeweg y Ramírez 1987). Sin embargo, Lindsay et al., (2001a) plantean que debido a sus relaciones estratigráficas y geoquímicas, la ignimbrita Toconao también viene de La Pacana. A lo anterior, se le suma el traslape que hay en las edades de U-Pb en circones (Schmitt et al., 2002) con las K-Ar, siendo las primeras levemente más viejas que las segundas. Complementando esto, la geoquímica permite proponer un modelo de dinámica eruptiva y evolución cogenética para ambas ignimbritas.

La figura 2.30 muestra la clasificación K_2O-SiO_2 (Lindsay et al., 2001b) para las ignimbritas Atana y Toconao. Ambas se ubican en el campo de alto K, pero con fuertes diferencias composicionales. Las pómez y escorias de la ignimbrita Toconao caen en el campo de las riolitas, sin mayores diferencias composicionales, a diferencia de lo que ocurre con la ignimbrita Atana, en donde las tres familias de pómez tienen diferente composición química: las pómez grises son andesíticas, las cristalinas son dacíticas y las pobres en cristales son riolíticas.

Las razones iniciales de $^{144}Nd/^{143}Nd$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ (figura 2.31) de las ignimbritas Atana y Toconao se traslapan con las del basamento pre andino (principalmente gneisses cuarzo

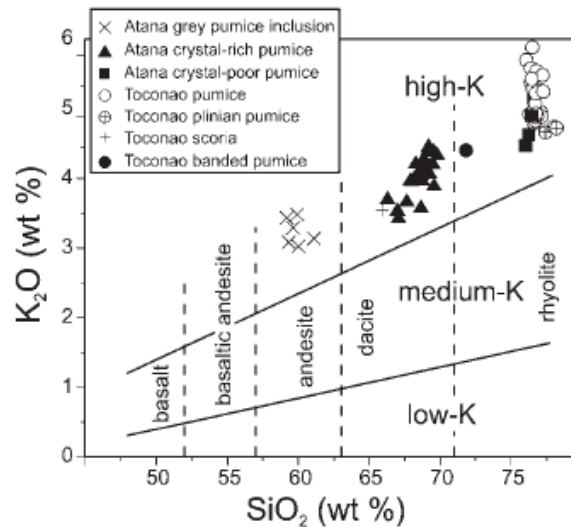


Figura 2.30: Diagrama de clasificación K_2O - SiO_2 para las ignimbritas Atana y Toconao y sus respectivas inclusiones (Lindsay et al., 2001b).

feldespáticos metaluminosos del Paleozoico inferior y granitoides del Paleozoico superior, Lucassen et al., 1999, Lindsay et al., 2001b) y son una evidencia para el origen común de estas unidades por fusión cortical, a lo que se le suma la presencia de zircones xenocristalinos en la ignimbrita Toconao, los cuales tienen edades proterozoicas y ordovícicas (Schmitt et al., 2002). Sin embargo, los gaps composicionales que se observan para la ignimbrita Atana (figura 2.30) indican que podría haber un fraccionamiento. En efecto, la ausencia de texturas de disequilibrio entre las pómez grises y las dacíticas de la ignimbrita Atana permiten a Lindsay (1999) y Lindsay et al., (2001b) descartar la posibilidad de una mezcla magmática en este caso (ver la sección de petrogénesis del CVAP en este capítulo). De esta forma, las pómez grises representarían residuos de etapas tempranas de cristalización fraccionada.

La principal evidencia para proponer que las ignimbritas Toconao y Atana son cogenéticas viene de la modelación geoquímica por fraccionamiento de Rayleigh que se puede realizar de ambas, la cual se hizo tomando como producto las tobas más primitivas de la ignimbrita Toconao y como padre el miembro más evolucionado de la ignimbrita Atana. De esta forma, la ignimbrita Toconao puede ser generada mediante la cristalización fraccionada de un 30 % de la ignimbrita Atana. El modelo petrogenético propuesto (Lindsay et al., 2001b, figura 2.32) indica que los cristales se separan de un magma en convección por diferencias de

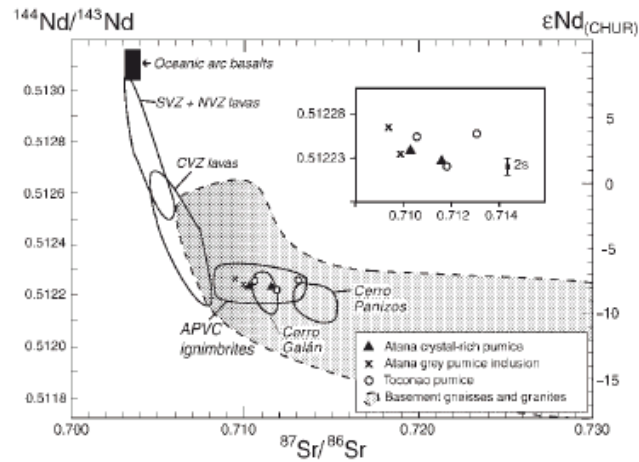


Figura 2.31: Razones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las ignimbritas Atana y Toconao (Lindsay et al., 2001b).

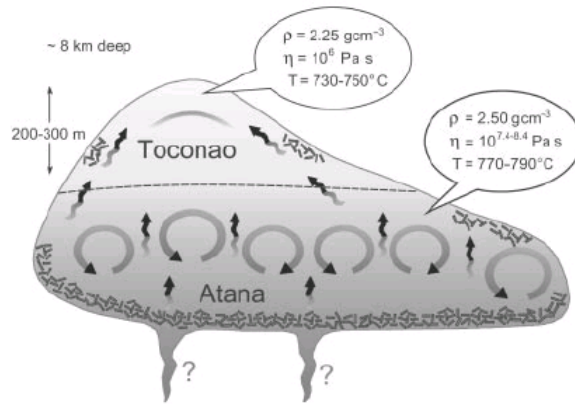


Figura 2.32: Modelo de cristalización fraccionada para las ignimbritas Atana y Toconao (Lindsay et al., 2001b).

densidad en una cámara magmática estratificada con forma de sill, homogénea en el centro, rica en cristales en su base y en las paredes y un techo buoyante rico en fundidos. Esto es coherente con las temperaturas, viscosidades y temperaturas estimadas (figura 2.32) en el mismo estudio. Ambas fuentes magmáticas no se habrían mezclado debido a las diferencias de densidad y/o al espesor de la fuente que dio origen a la ignimbrita Toconao.

Las viscosidades, temperaturas y densidades estimadas para las fuentes magmáticas de las ignimbritas Toconao y Atana son de 10^6 y $10^{7.4-8.4}$ Pa s; $730-750$ y $770-790^\circ\text{C}$; 2.25 y 2.5 g/cm^3 (Lindsay et al., 2001b). Esto tiene consecuencias directas para la dinámica eruptiva de ambas unidades, como se explica en la sección siguiente. Por otra parte, la geobarometría

calculada en las pómez de la ignimbrita Atana (Lindsay et al., 2001b) es de entre 200 y 300 MPa, lo que indica que la profundidad de la cámara magmática es de 7 a 8,5 km (asumiendo que la presión de la cámara es litostática con una densidad de 2,7 g/cm³).

Mecanismos Eruptivos y de Colapso

Para que se produzca una erupción ignimbrítica, el magma asociado tiene que estar saturado en volátiles (ver anexo A). Las curvas de saturación de agua para Toconao y Atana (Lindsay et al., 2001b) indican que a 200 MPa, la primera se encuentra saturada en agua (6 %). Estas condiciones permitirían la inducción de una sobrepresión necesaria para gatillar la erupción. El contenido en volátiles de la segunda es muy pequeño (3-4 %) como para producir vesiculación, y a la vez, su viscosidad es muy alta como para que pueda fluir. De esta forma, se requeriría de un elemento externo que gatille la erupción de Atana. Lindsay (1999) descarta la recarga de magmas máficos debido a que considera que no habría evidencia para ello y se inclina por la despresurización que produce la erupción de Toconao. Debido a que la caldera La Pacana es una depresión volcanotectónica asimétrica (de Silva y Gosnold 2007) y a que sobre ella pasaría el sistema de fallas Calama - Olacapato - El Toro (Salfity 1985, Riller et al., 2001, Ramelow et al., 2005), Lindsay et al., (2001b) también sugieren un control tectónico en la erupción de Atana.

Finalmente, la evolución de la Caldera La Pacana puede ser dividida en un ciclo de seis etapas (Gardeweg y Ramírez 1987):

1. Actividad previa a la formación de la caldera representada por domos pre caldera, lo que sugiere fugas desde el reservorio magmático 0,3 a 1 Ma antes del colapso de la caldera La Pacana.
2. Erupción de la ignimbrita Atana desde la zona de fractura anular
3. Colapso a lo largo de la fractura anular produciendo una caldera, la cual es posteriormente rellenada por el material de la columna eruptiva que cae como flujos piroclásticos.

4. Actividad resurgente que da origen al domo La Pacana.
5. Volcanismo postcaldera expresado como grandes estratovolcanes y domos emplazados en torno a los límites N y W de la caldera y pequeños domos en torno al Cordón La Pacana.
6. Actividad solfatárica e hidrotermal, cuyos depósitos de minerales característicos (yeso, azufre, alunita, kaolinita, etc) están presentes en torno al cordón estructural de la caldera.

2.4. Síntesis y Precisión de los Alcances de este Estudio

Los datos y modelos publicados por Gardeweg y Ramírez (1987), Lindsay et al., (2001a, 2001b) y Pavez et al., (2008) han estudiado principalmente la volcanología, estratigrafía y petrología de la caldera La Pacana, proponiendo diferentes mecanismos para su dinámica y evolución. Esto se ejemplifica en los diferentes modelos para su estructura interna, donde existen notorias diferencias respecto al espesor y volumen de las ignimbritas dentro de la caldera, sus límites, el mecanismo y las zonas principales de colapso, el rol de las fallas presentes en el área y la presencia de calderas anidadas. La validación de los modelos anteriores se complica por la ausencia de disección que muestre secciones del interior de La Pacana, y por la falta de datos de subsuperficie. Hasta la fecha, los estudios geofísicos que se han realizado en la zona han estudiado las deformaciones superficiales (Pritchard y Simons 2002, Pavez 2005, Pavez et al., 2006, Fournier et al., 2010), y la subsuperficie a escala cortical (Zandt et al., 2003) y local (Pavez 2005), pero sin tener a La Pacana como objeto de estudio. Teniendo en cuenta lo anterior, es que se propone estudiar la estructura interna de la caldera La Pacana usando técnicas geofísicas, con el consiguiente avance en el entendimiento de la dinámica y evolución de las calderas.

Los métodos geofísicos que se pueden usar para estudiar la estructura interna de volcanes son los mismos que se utilizan en la prospección de recursos naturales (métodos de potencial, electromagnéticos, sísmicos y sismológicos). Así, el método elegido debe ser aplicable a problemas volcanológicos, es decir, debe existir un contraste de la propiedad física que mide el método que sea propio del sistema volcánico y distintivo respecto de su basamento. La gravimetría cumple con este requisito ya que en sistemas volcánicos se encuentran rocas más densas (raíces volcánicas) y menos densas (rellenos de calderas) (Rymer y Brown 1986) que fuera de ellos. Además, es comparativamente más económica que las otras técnicas, los instrumentos son pequeños y fáciles de transportar, los datos se adquieren rápidamente, se pueden abarcar grandes superficies en poco tiempo con una buena resolución, y se pueden obtener mapas y perfiles al mismo tiempo. Además, esta metodología ha sido exitosa en sus aplicacio-

nes volcanológicas, tanto en volcanes (Rymer y Brown 1986, Malengreau 1999, Pavez 2005, Tiede et al., 2005, Gudmundsson y Högnadóttir 2007) como en calderas (Rymer y Brown 1986, Carle 1988, Deplus 1995, Froger et al., 1998, Davy y Caldwell 1998, Campos-Henríquez et al., 2005, Masturyono et al., 2001, Smith et al., 2006, Seebeck et al., 2009). Finalmente, en la zona de estudio existe la ventaja de que hay información gravimétrica previa (Schmidt y Götze 2006), la cual pese a que no fue adquirida con interés volcanológico, es de un gran valor ya que permite complementar los datos de este estudio.

Tomando en consideración los diferentes modelos existentes para La Pacana, se propone estudiar la estructura interna de la caldera La Pacana con gravimetría. Como objetivos secundarios, se busca usar esta metodología para determinar:

- El espesor y el volumen del relleno de la caldera La Pacana.
- La posible presencia de calderas anidadas.
- La posible presencia de raíces volcánicas.
- Los límites de la caldera La Pacana.

Capítulo 3

Adquisición, procesamiento y resultados gravimétricos

3.1. Adquisición de datos

Los datos fueron adquiridos durante una campaña de terreno realizada entre Enero y Febrero del 2009. Para la adquisición de los datos gravimétricos se utilizó un gravímetro La-Coste & Romberg G411, mientras que los datos de localización y elevación fueron adquiridos con un par de receptores GPS monofrecuencia Leica SR20 con antenas AT501 (figura 3.1), uno de los cuales fue instalado como estación base y el otro montado en la camioneta de trabajo. Con estos instrumentos se tomaron un total de 71 estaciones gravimétricas, 5 de las cuales fueron usadas para calibrar con estudios previos. Este levantamiento fue completado con trabajos anteriores en la zona, con 20 estaciones tomadas por Pavez (2005) y 647 estaciones tomadas y compiladas por Schmidt y Götze (2006) (figuras 3.2 y 3.3).

3.2. Pre Procesamiento de datos de gravedad

El primer paso en el manejo de datos gravimétricos es realizar las correcciones dinámicas producidas por las mareas terrestres y la deriva instrumental. La primera es producto de la atracción que ejercen la Luna y el Sol y cuya magnitud nunca es mayor a 0,3 mGal (Blakely

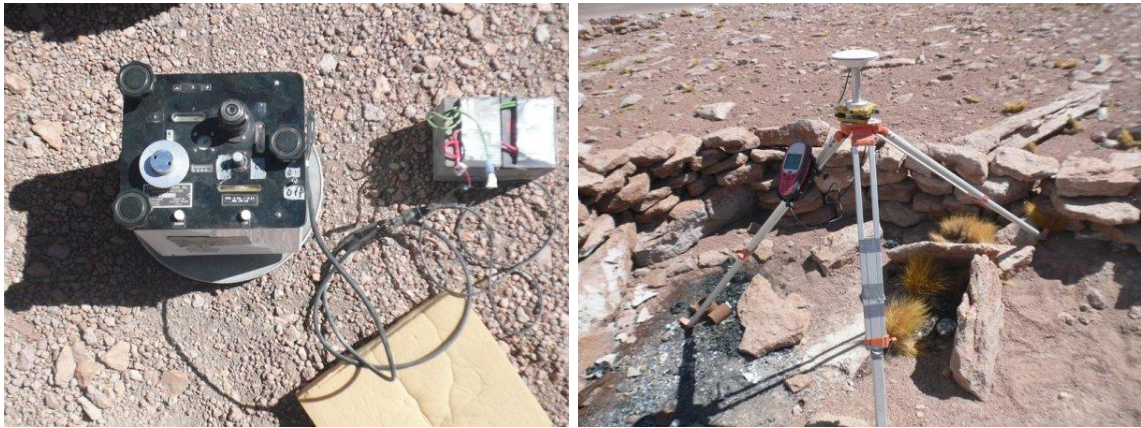


Figura 3.1: Gravímetro LaCoste & Romberg G411 y estación base de GPS diferencial Leica SR20.

1996). La segunda es producto de que los resortes del gravímetro sufren elongaciones producto del transporte del aparato y de variaciones de presión y temperatura, pese a que se encuentran en una cámara al vacío con un termostato a temperatura constante. La magnitud de la deriva instrumental no debiera ser mayor a 0,5 mGal/día (Blakely 1996).

3.2.1. Cálculo de las derivas

La corrección por mareas para cada punto de gravedad se realizó utilizando una rutina en C++ con el algoritmo de Longman (1959). Para corregir las derivas se utilizó el programa CGxTOOL (Gabalda et al., 2003), el cual toma los archivos de un gravímetro Scintrex CGx y corrige la deriva instrumental, teniendo además otras opciones como son las correcciones por marea, temperatura e inclinación. Para poder usar el programa, se construyeron archivos sintéticos con los datos del LaCoste & Romberg para quitar una deriva lineal en ellos (figura 3.4). Las demás opciones de este programa como son las correcciones por temperatura y de inclinación del gravímetro no fueron usadas debido a que están diseñadas específicamente para el Scintrex CGx. La estación base respecto a la que se calcularon las derivas se localiza en la localidad de Talabre, al W de la zona de estudio. La ventaja de utilizar CGxTOOL es que permite evaluar la calidad de los datos al entregar la incertidumbre asociada en la medición en cada estación, permitiendo a la vez, evaluar la repetitividad de las mediciones (Gabalda et al., 2003).

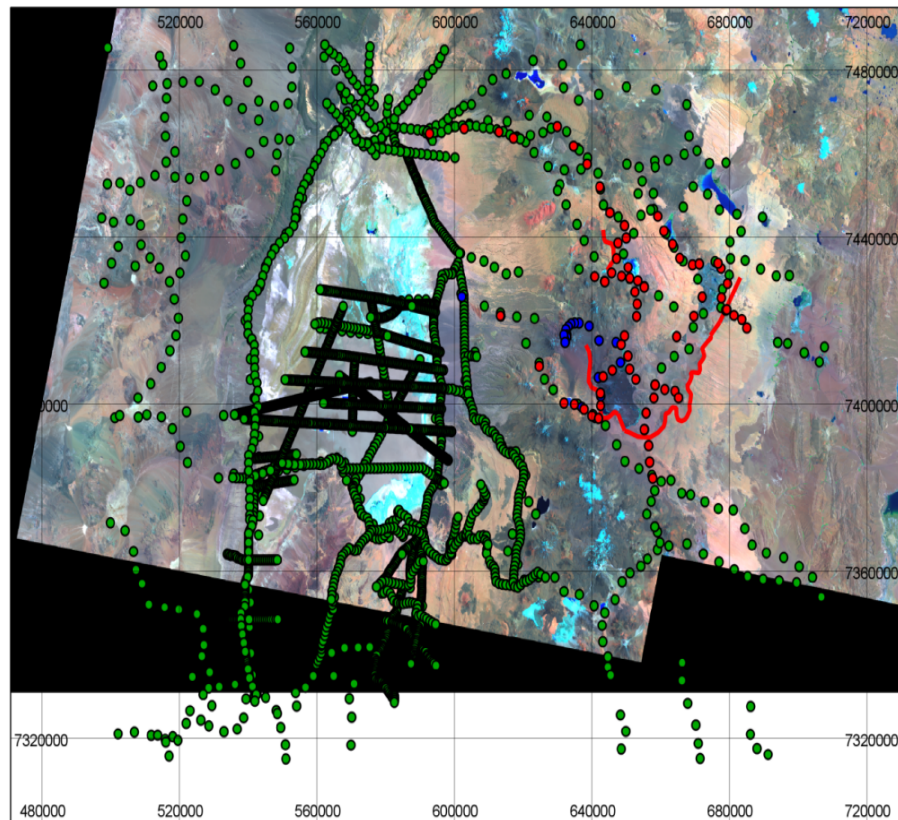


Figura 3.2: Estaciones de gravedad a escala regional. Los puntos rojos son los tomados en este estudio, los verdes los de Schmidt y Götze (2006) y los azules los de Pavez (2005). Mosaico Landsat ETM+ 742.

Se corrigió la deriva en dos períodos, uno entre los días 26 y 29 y otro entre los días 32 y 36 con el objetivo de nivelar los datos hacia un valor común. La separación entre los dos períodos se debió a que entre los días 29 y 31 el equipo estuvo apagado, al quemarse un fusible.

Derivas entre los días 32 y 36

Las bases de los días 32 y 36 fueron corregidas con una deriva lineal con CGxTOOL, lo que niveló los datos a un punto común que en este caso es el de la base del día 32. Luego, la nivelación correspondiente a cada día fue aplicada a todas las estaciones gravimétricas tomadas en ese día. Finalmente, se corrigió la deriva diaria para todas las estaciones gravimétricas, con lo que se obtuvieron las diferencias de gravedad respecto a la estación base de Talabre, cuyas coordenadas se muestran en la tabla 3.1.

En general, el error de estas mediciones es menor a $100 \mu\text{Gal}$ (figuras B.4 - B.7).

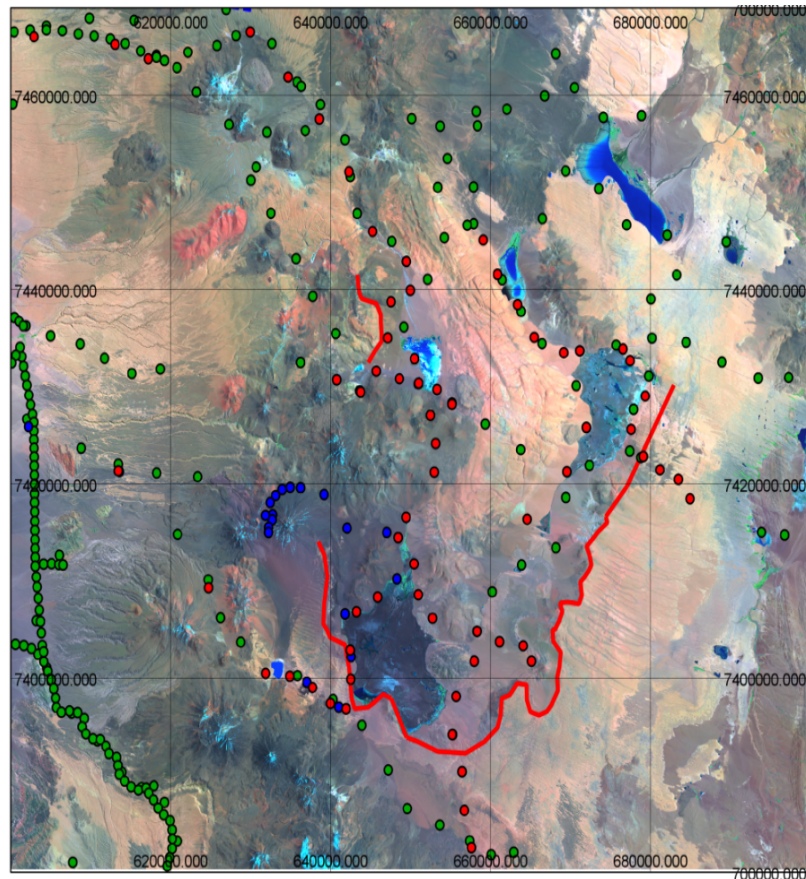


Figura 3.3: Estaciones de gravedad en el área de La Pacana. Los puntos rojos son los tomados en este estudio, los verdes los de Schmidt y Götze (2006) y los azules los de Pavez (2005). Mosaico Landsat ETM+ 742.

X	Y	Z
613312.84	7421210.13	3274.06

Cuadro 3.1: Coordenadas de la estación base de gravedad en la localidad de Talabre, en el elipsoide de referencia WGS84, con proyección UTM en zona 19S.

Derivas de los días 26 y 28

En el caso de los datos tomados entre los días 26 y 28, estos se dividieron en dos grupos: los de los días 26 y 28 y los del día 27. Este conjunto de datos fue tratado en forma aparte debido a los saltos que se observan en las bases entre los días 26 y 28, lo que hace que sea imposible obtener una deriva de buena calidad. Para los días 26 y 28, se llevó la base al valor del día 32 asumiendo que la diferencia entre ésta y el punto 200 de Pavez (2005) es constante y sumando el valor faltante, tras lo cual el proceso fue idéntico que para los datos de los 32 y 36. El procesamiento de las observaciones en CGxTOOL indica que el error de estas mediciones es menor a $100 \mu\text{Gal}$ (figuras B.1 y B.3).

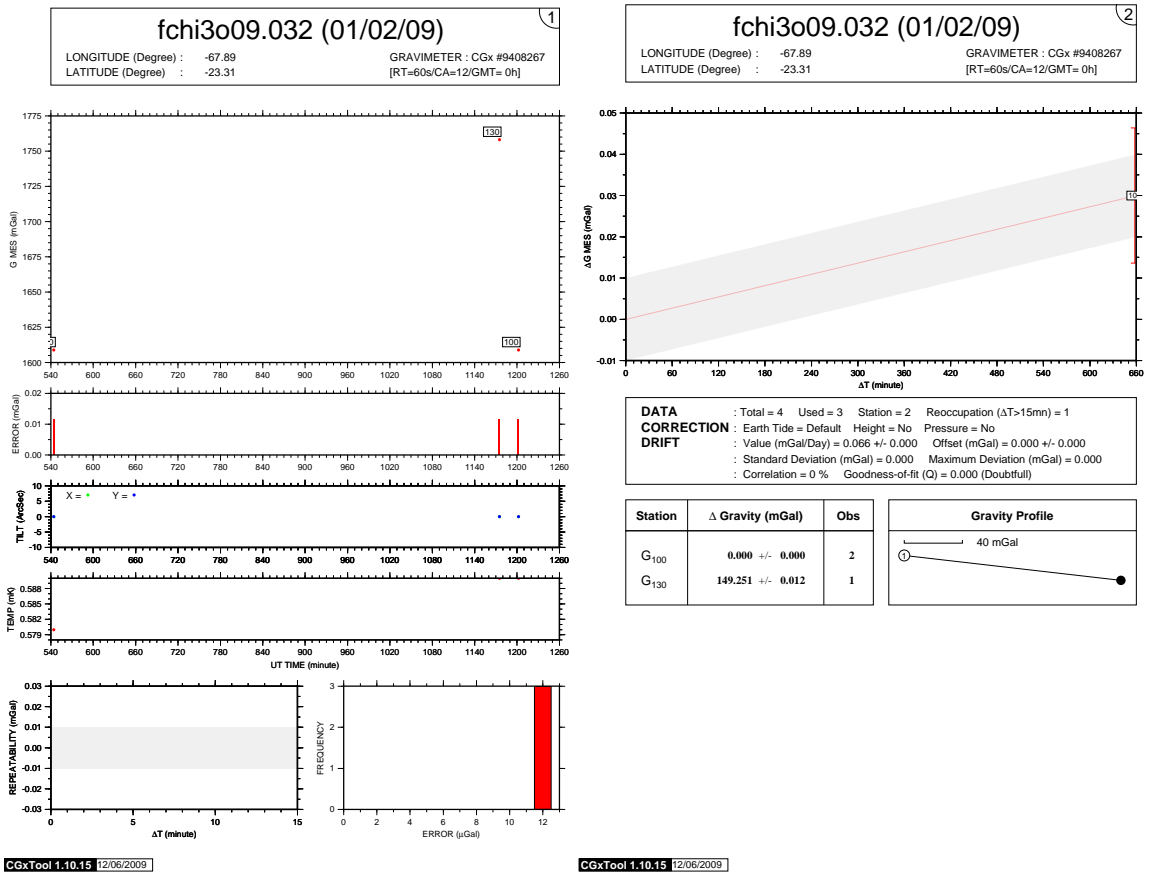


Figura 3.4: Ejemplo de los archivos generados por CGxTOOL para el día 35. La figura de la izquierda muestra los valores de los puntos desde la hora de inicio, seguida de los errores, el tilt del gravímetro, la temperatura interna del instrumento, la reptitividad y el error de ésta. Como estas rutinas son hechas específicamente para los Scintrex CGx, no tienen validez para los datos de un LaCoste & Romberg. La figura de la derecha muestra la curva de deriva, con la cantidad de puntos medidos, de reocupación y el valor de la deriva instrumental. Finalmente se entregan las diferencias de gravedad respecto a la estación base con sus respectivos errores.

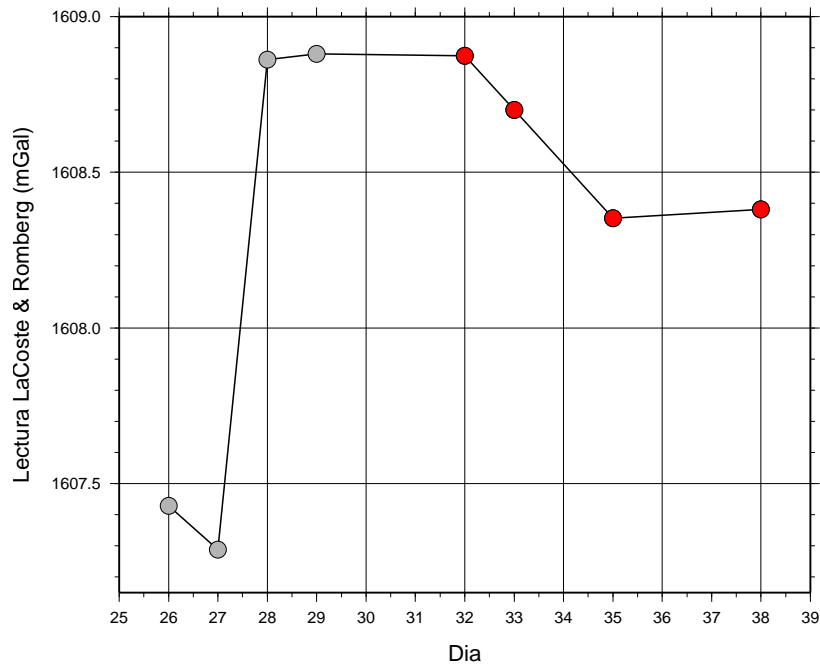


Figura 3.5: Deriva de la estación base de gravedad. La separación entre los puntos rojos y grises marca el período en el cual el gravímetro estuvo apagado.

Derivas del día 27

Para el día 27, el proceso fue distinto debido al gran salto que se observa en el valor de la base, lo que hace que el valor de la curva de deriva sea poco realista (el error que entrega CGxTOOL alcanza a 1 mGal para la base con una deriva de $-0,84$ mGal/d, figura B.2). En este caso, se corrigió una deriva lineal para los puntos de ese día, y se calibraron 3 de esos puntos con los de Pavez (2005). En este procedimiento se toman los puntos tomados con dos gravímetros distintos y cuyas diferencias de gravedad están referidas a una misma base (en este caso el punto 137 de Pavez (2005)), con lo que se calcula una función que permite convertir las diferencias de un gravímetro como si hubieran sido tomadas con otro de referencia (figura 3.6). Esta calibración entre diferentes gravímetros es necesaria debido a que las diferencias de gravedad que miden dos instrumentos distintos no son exactamente equivalentes debido a los diferentes resortes y la idea es que si lo sean. De esa forma, se pueden comparar mediciones hechas con otros instrumentos con valores de referencia en redes locales o regionales. Las 3 estaciones gravimétricas de Pavez (2005) con las que se

calculó la calibración están a menos de 800 m de distancia que las anteriores debido a que fueron los puntos más cercanos a los de este estudio.

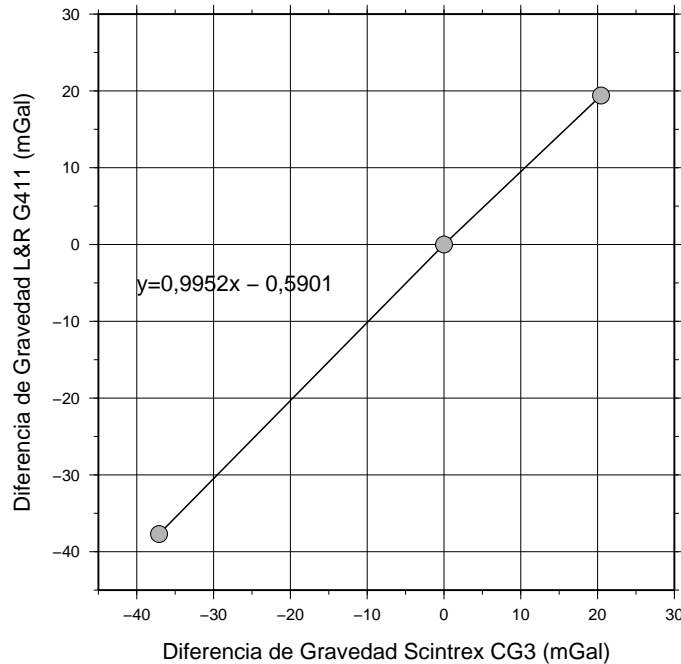


Figura 3.6: Curva de calibración para el día 27. La precisión en las mediciones de Pavez (2005) es mejor que $50 \mu\text{Gal}$, mientras que la de este estudio es mejor que $0,2 \text{ mGal}$.

3.2.2. Calibración y conversión a gravedad absoluta

Para completar los datos de este estudio con los de trabajos previos, los datos fueron calibrados de acuerdo a los de Pavez (2005). La ecuación y recta de calibración están en la figura 3.7.

Esta curva de calibración fue aplicada a todas las estaciones gravimétricas excepto a las del día 27 que como se explico en la subsección anterior, fueron calibradas con otra función. Luego, se tomó la gravedad absoluta del punto 200 de Pavez (2005) ($978995,071 \text{ mGal}$) para la conversión y amarre de todos los puntos de este estudio, respecto a la red gravimétrica IGSN71.

Un procedimiento análogo se realizó para calibrar los datos de Pavez (2005) con los de Schmidt y Götze (2006), respecto a la base del primero. La ecuación fue calculada por Pavez

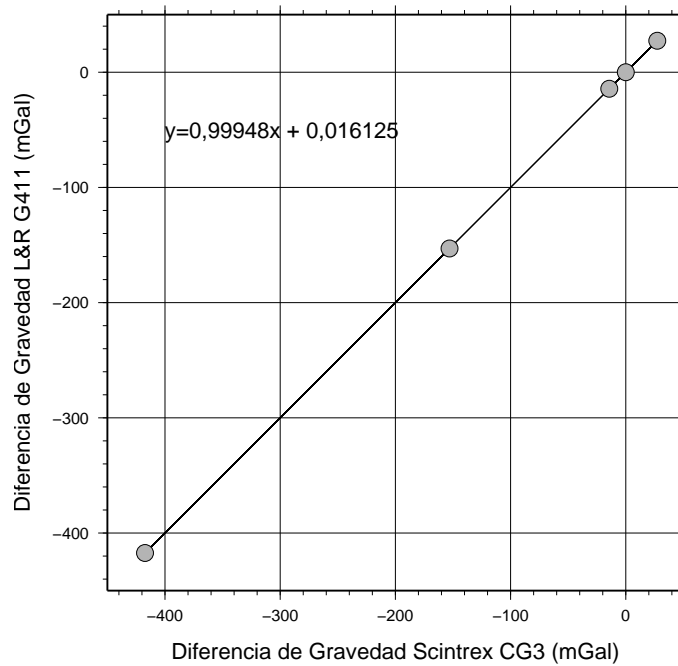


Figura 3.7: Curva de calibración para los puntos de este estudio y los de Pavez (2005). La precisión en las mediciones de Pavez (2005) es mejor que $50 \mu\text{Gal}$, mientras que la de este estudio es mejor que $0,2 \text{ mGal}$.

(2005) y es

$$\Delta Gabs_{SFB267} = 0,9881\Delta Gabs_{SCX} + 977872 \quad (3.1)$$

la que considera las diferencias de gravedad desde su base. De esta forma los tres conjuntos de datos relativos flotantes pueden ser usados en forma conjunta.

3.3. Procesamiento de datos de GPS

Debido a que la gravedad absoluta depende directamente de la distancia al elipsoide de referencia, es necesario determinar la elevación de las estaciones gravimétricas con una precisión submétrica para poder realizar la corrección de aire libre en un estudio como este. Un receptor de mano tiene una resolución de 9 m en la vertical, la cual es muy baja para este estudio, razón por la que para determinar la elevación, se hace uso de receptores GPS geodésicos en modo diferencial. Este modo incluye usar dos receptores geodésicos con sus respectivas antenas, uno de los cuales se deja fijo como estación base y el segundo se usa

para adquirir las posiciones de las estaciones gravimétricas. Esto permite que al realizar una diferencia entre las posiciones de las estaciones, se fijan las ambigüedades y por ende aumenta la precisión del cálculo de las soluciones. La resolución obtenida en este cálculo depende de la frecuencia de muestreo de los instrumentos, del tiempo de medición y de la distancia de las líneas de base (distancia entre la estación móvil y el GPS de base). Así, la precisión es menor a 1 m para aparatos monofrecuencia, como los usados en este estudio, y de algunos cm para receptores doble frecuencia.

Para realizar el procesamiento de las coordenadas de las estaciones gravimétricas, los puntos fueron referenciados respecto a a la estación geodésica IGS de Chajnantor, ubicada en los observatorios del proyecto ALMA. Lo datos de esta estación fueron provistos por Jeff Genrich en el marco del convenio entre el DGF y CALTECH. Los datos de este punto fueron procesados por JC Báez, director del Departamento de Geodesia y Ciencias Geomáticas de la Universidad de Concepción, utilizando el software Bernese, obteniendo una coordenada absoluta para este punto para las fechas de este estudio durante la duración de la campaña de terreno. Las coordenadas obtenidas para este punto son (tabla 3.2):

X (mt)	Y (mt)	Z (mt)	Error (mt)
626999.3563	7452899.6527	5074.06	10^{-4}

Cuadro 3.2: Coordenadas de la estación IGS de Chanjnantor, en el elipsoide de referencia WGS84, con proyección UTM en zona 19S.

Esta estación sirvió de base de referencia para el cálculo, mediante el uso del software Spectra Precision Survey Office, de las bases de cada día de medición. Así, las bases de cada día fueron procesadas en modo estático respecto a la estación de Chajnantor, decimando los datos a la frecuencia de muestreo común de 30 s. Una vez determinadas las bases de cada día, se procesaron las estaciones de gravedad respecto a su base, en modo cinemático o rápido estático. De esta forma se obtuvieron soluciones fijas para todas las estaciones de gravedad. Los puntos LEJIA11, AC05, PACANA01, PACANA03, PACANA04, PACANA05 y PACANA06 fueron procesados respecto a la estación de Chajnantor debido a fallas de batería en el receptor de la estación base respectiva al momento de medición de las estaciones

móviles. Debido a que las distancias de las líneas bases fueron de 3 a 25 km, con frecuencias de muestreo comunes de 30 s y tiempos de medición de un promedio de 7 minutos, el error de las mediciones en la coordenada vertical (la más importante en gravedad) es de menos de 1 m. A modo de ejemplo, para una línea de base de 3 km se obtuvo una precisión de 30 cm, mientras que para una línea de base de 25 km se obtuvo una precisión de 80 cm. Las posiciones de todos los puntos fueron entregadas en coordenadas geográficas en el elipsoide WGS84 y convertidas a coordenadas UTM con proyección 19S para poder construir una grilla rectangular con un espaciado fijo.

En el caso de las estaciones de gravedad obtenidas por Schmidt y Götze (2006), las alturas de estos puntos de medición fueron obtenidas con un barómetro, cuyo error es de 100 m aproximadamente (Sabine Schmidt, comunicación personal), lo cual representa una incertidumbre de 2 órdenes de magnitud mayor que aquella obtenida en este estudio con GPS diferencial monofrecuencia. Por esta razón, se procedió a recalcularlas usando un DEM SRTM con una resolución espacial de 90 m/pixel. La precisión de este DEM en la zona de estudio es de 10 m, lo cual es mucho mejor que los DEM extraídos de imágenes ASTER, pese a que estos tienen una resolución espacial de 30 mt/pixel (Pavez et al., 2006). Dado que la diferencia local entre las alturas obtenidas por GPS diferencial y los valores absolutos del DEM para los puntos de este estudio es de 39,61 m aproximadamente, se sumó esta cifra a las alturas del DEM para que queden en un nivel común con los demás puntos.

3.4. Errores

El error de menos de 1 m en las posiciones de las estaciones de gravedad equivale a tener menos de 308 μGal de corrección de aire libre, valor del mismo orden de magnitud que el error de menos de 200 μGal , de éstas (ver anexo B). De esta forma, el error asociado es menos de $\epsilon = \sqrt[3]{308 + 200} = 367 \mu\text{Gal}$. Así, la magnitud de los errores es aceptable para un estudio regional como éste, con los puntos adquiridos en este estudio.

Las estaciones gravimétricas del proyecto SFB267 usadas en este estudio tienen una incertidumbre mayor. Debido a que la desviación standard de la diferencia de las alturas entre el GPS diferencial y el DEM SRTM para los datos de este estudio es de 18,705, el error asociado al DEM por corrección de aire libre es de 5.76 mGal. En forma anexa, se tomaron un conjunto de puntos obtenidos durante el año 2008 en modo cinemático a lo largo del camino hacia el paso Jama y se realizó el mismo procedimiento anterior. En este caso, la diferencia de alturas es de 37,48 m, con una desviación standard de 7,5 m, lo que equivale a una precisión de 2,31 mGal de aire libre. Así, el error asociado que tienen las estaciones gravimétricas del proyecto SFB267 es de entre 2,31 y 5,76 mGal.

3.5. Procesamiento de datos de gravedad: cálculo de la anomalía residual de Bouguer

Luego de haber corregido los efectos dinámicos (mareas y deriva), se procede a calcular la anomalía residual de Bouguer, es decir, la diferencia entre la gravedad medida (g_m) y la gravedad teórica de un modelo de referencia (g_t):

$$g_r = g_m - g_t \quad (3.2)$$

Si los datos se ajustaran completamente al modelo teórico, la anomalía residual de Bouguer sería 0, pero debido a las heterogeneidades en la corteza esto no es así (figura 3.8). De este modo, se pueden separar las anomalías de alta frecuencia de la corteza superior, que son las de interés en este estudio, respecto a las de baja frecuencia producto de estructuras corticales profundas. La anomalía residual no busca llevar las anomalías a un datum horizontal (LaFehr 1991a) y es por eso que las anomalías se calculan directamente sobre la topografía, es decir, dependen de la distancia que hay entre la estación gravimétrica en una superficie, en general no horizontal, y la profundidad a la que se encuentran las fuentes que las provocan.

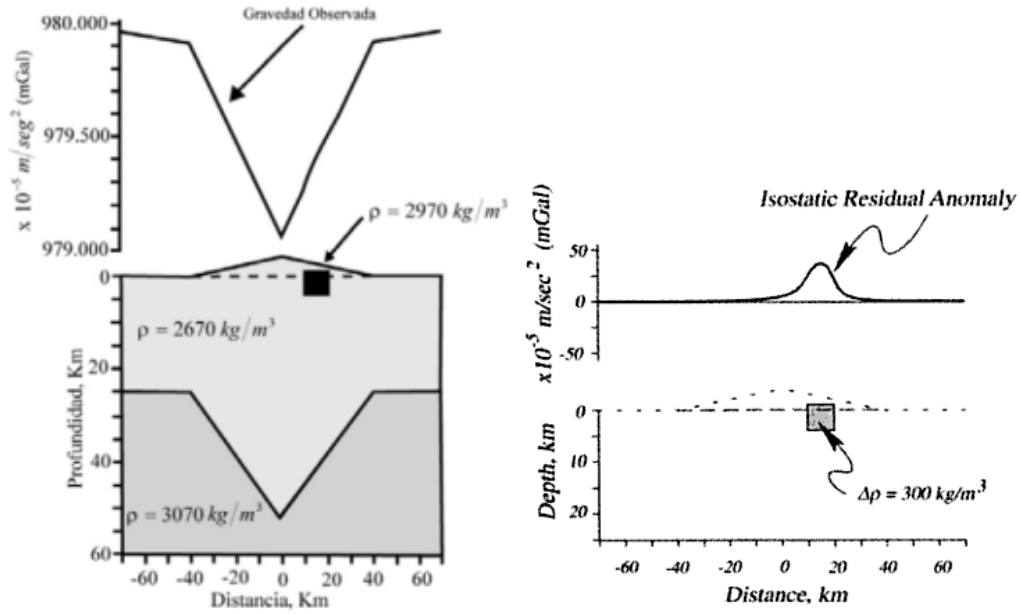


Figura 3.8: Ejemplo del cálculo de la anomalía residual. En la imagen de la izquierda se muestra la gravedad absoluta y en la derecha la anomalía residual luego de que se quitó un modelo teórico (Blakely 1996).

El cálculo del modelo teórico de referencia es un procedimiento estandarizado en geofísica (LaFehr 1991a, Blakely 1996), cuya expresión matemática es la siguiente:

$$g_t = g(\phi) + g_{AL} + g_B + g_T + g_{BB} + g_i \quad (3.3)$$

donde $g(\phi)$ es la gravedad normal para un elipsoide de referencia, g_{AL} es la corrección de aire libre, g_B es la corrección de Bouguer o Bullard A, g_T es la corrección topográfica o Bullard C, g_{BB} es la corrección por curvatura terrestre o Bullard B y g_i es la corrección isostática.

La gravedad normal se obtiene mediante la fórmula de Somigliana (Moritz 1980):

$$g(\phi) = \gamma_a \frac{1 + k \sin^2 \phi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}} (mGal) \quad (3.4)$$

con k la constante de gravedad normal, γ_a la gravedad normal en el ecuador, e la primera excentricidad terrestre y ϕ la latitud geodésica sobre el elipsoide terrestre. Esta fórmula es válida para distintos elipsoides de referencia, pero el más reciente y recomendado es el GRS80 (Featherstone y Dentith 1997). Los valores de las constantes en este elipsoide son $\gamma_a = 978032,67715$ mGal, $k = 0,001931851353$ y $e^2 = 0,00669438002290$ (Moritz 1980, Feat-

herstone y Dentith 1997).

La corrección de aire libre g_{AL} representa el efecto de la altura de medición por sobre el elipsoide de referencia y se calcula mediante una expansión en serie de Taylor de orden 1, cuya expresión final es:

$$g_{AL}(mGal) = -0,3086h \quad (3.5)$$

con h la elevación en metros. La corrección de Bouguer da cuenta de la presencia de masas entre la estación gravimétrica y el elipsoide de referencia y se modela como la atracción de una placa infinita de densidad ρ y espesor h , con esta última la altura elipsoidal de la estación (Featherstone y Dentith 1997):

$$g_B(mGal) = 2\pi\rho Gh = 0,0419088h\rho \quad (3.6)$$

con h la elevación en metros y ρ la densidad en g/cm^3 . La corrección de Bullard B da cuenta de la curvatura terrestre y transforma la corrección de Bouguer en una corrección por una placa curva con un radio de 166,735 km y con espesor la altura respecto al nivel del mar de la estación de medición (LaFehr 1991b). La corrección topográfica da cuenta de las masas en torno y sobre la estación gravimétrica y su expresión es $g_T = \rho T$, con T una función que da cuenta de la topografía con una densidad de $1 g/cm^3$. Finalmente, la corrección isostática g_i da cuenta del efecto de las estructuras corticales profundas, como por ejemplo, la raíz que tienen las cordilleras. Así, la expresión completa para la anomalía residual de Bouguer es:

$$g_r = g_m - (g(\phi) - 0,3086h + \rho(0,0419088h - T) + g_{BB} + g_i) \quad (3.7)$$

La expresión anterior fue calculada en el software Geosoft Oasis montaj para todas las estaciones gravimétricas.

3.5.1. Gravedad Teórica y Corrección de Aire Libre

La fórmula de Somigliana para la gravedad normal en el elipsoide GRS80 fue expandida en una serie de potencia, cuya expresión es

$$g(\phi) = 978032,7(1 + 0,0053024\sin^2(\phi) - 0,0000058\sin^2(2\phi)) \quad (3.8)$$

(Geosoft Corporation 2010a), la cual fue usada en el cálculo de la gravedad normal con la latitud de cada estación gravimétrica. Esta expansión tiene un error de 100 μGal (Moritz 1980) respecto a la fórmula original, cuyo error es del mismo orden de magnitud que las derivas instrumentales y las alturas de GPS. Luego, se calculó la anomalía de aire libre usando las alturas elipsoidales obtenidas mediante GPS para cada estación gravimétrica.

3.5.2. Correcciones Topográficas

Las correcciones topográficas son la corrección por placa (Bouguer o Bullard A), la corrección topográfica (Bullard C) y la corrección por curvatura terrestre (Bullard B) (LaFehr 1991a), las cuales dependen directamente de la densidad, por lo que se hace necesario estimar este parámetro. Para poder usar los algoritmos que permiten el cálculo de la densidad, es necesario calcular una corrección topográfica.

La corrección topográfica es un proceso computacionalmente demandante y Oasis montaj lo optimiza mediante el cálculo de una grilla fina y local para distancias menores a 1 celda de la grilla de la estación de gravedad y con una grilla más gruesa para distancias superiores a ésta. En la zona local, Oasis montaj divide en 3 partes la grilla de topografía: cercana, intermedia y lejana (figura 3.10). En la zona cercana (1 celda de la grilla), el algoritmo suma el efecto de cuatro secciones triangulares las cuales forman una pirámide de base cuadrada y que describen una superficie entre la estación de gravedad y la elevación en cada esquina diagonal. En la zona intermedia (1 a 8 celdas), la corrección se calcula para cada punto usando geometrías de prismas según el algoritmo de Nagy (1966). En la zona lejana (más de 8

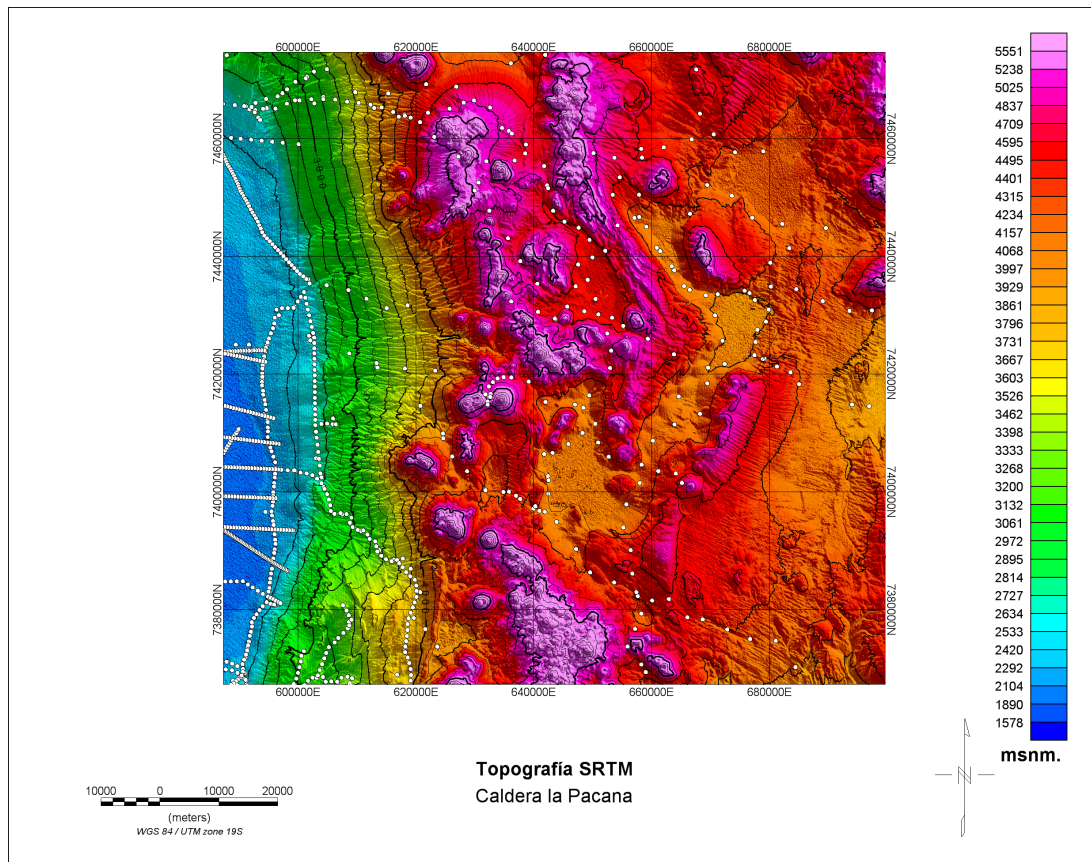


Figura 3.9: DEM SRTM usado en el cálculo de la corrección topográfica.

celdas), la corrección se calcula usando anillos concéntricos (Hammer 1939, Kane 1962). Finalmente, se suman los efectos de las tres zonas, obteniéndose la corrección para cada punto. La distancia máxima a la que se calcula la corrección topográfica es variable, pero en general se extiende a un área a 20 km de las estaciones en el borde de la grilla.

La grilla de corrección topográfica (figura 3.11) fue calculada usando un DEM SRTM con una resolución espacial de 90 m/píxel (figura 3.9). La densidad usada fue de 1.0 g/cm^3 y luego de determinar correctamente la densidad (subsección de abajo), el valor promedio de la grilla de corrección topográfica es de 3.1 mGal.

Cálculo de la densidad

Para determinar la densidad de la corrección de Bouguer completa, se usaron los métodos de Nettleton (1939), Parasnis (1962) y Torge (1989). En el primer método, la densidad

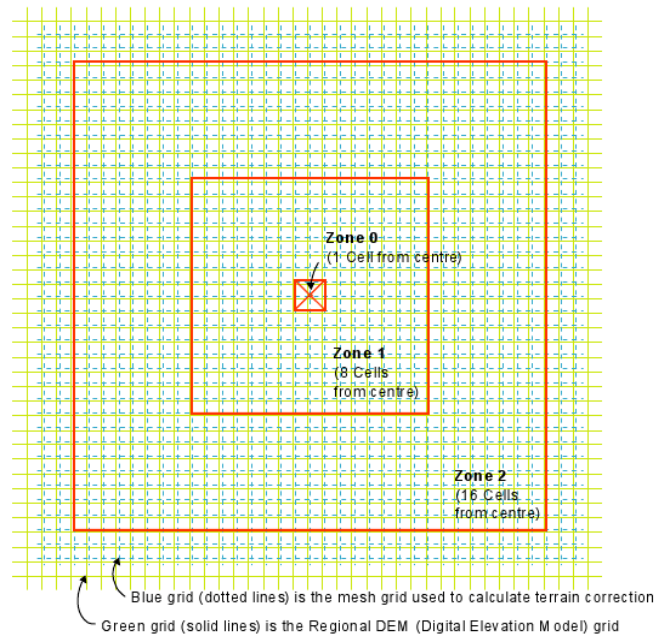


Figura 3.10: Ejemplo de grilla usada en el cálculo de la corrección topográfica (Geosoft Corporation 2010a).

elegida es la que descorrelaciona de mejor forma la topografía de la anomalía de Bouguer; en el segundo, se asume que la densidad correcta es aquella que hace que la anomalía de Bouguer completa sea 0, es decir, la anomalía residual, mientras que el tercero es una extensión del segundo que incluye la corrección isostática. A continuación se muestran los resultados de los tres métodos.

Algoritmo de Nettleton

En el método de Nettleton la densidad se encuentra al determinar en forma gráfica la anomalía de Bouguer (calculada para una determinada densidad) que muestra la menor correlación con la topografía. Una suposición importante de este método es que la densidad de la topografía es uniforme, ya que ésta es el resultado de la erosión solamente.

Este método fue calculado con las estaciones gravimétricas adquiridas en este estudio (figura 3.12) e indica que la densidad que presenta la menor correlación entre la topografía y la anomalía de Bouguer completa es de $2,25 \text{ g/cm}^3$ (figuras 3.12).

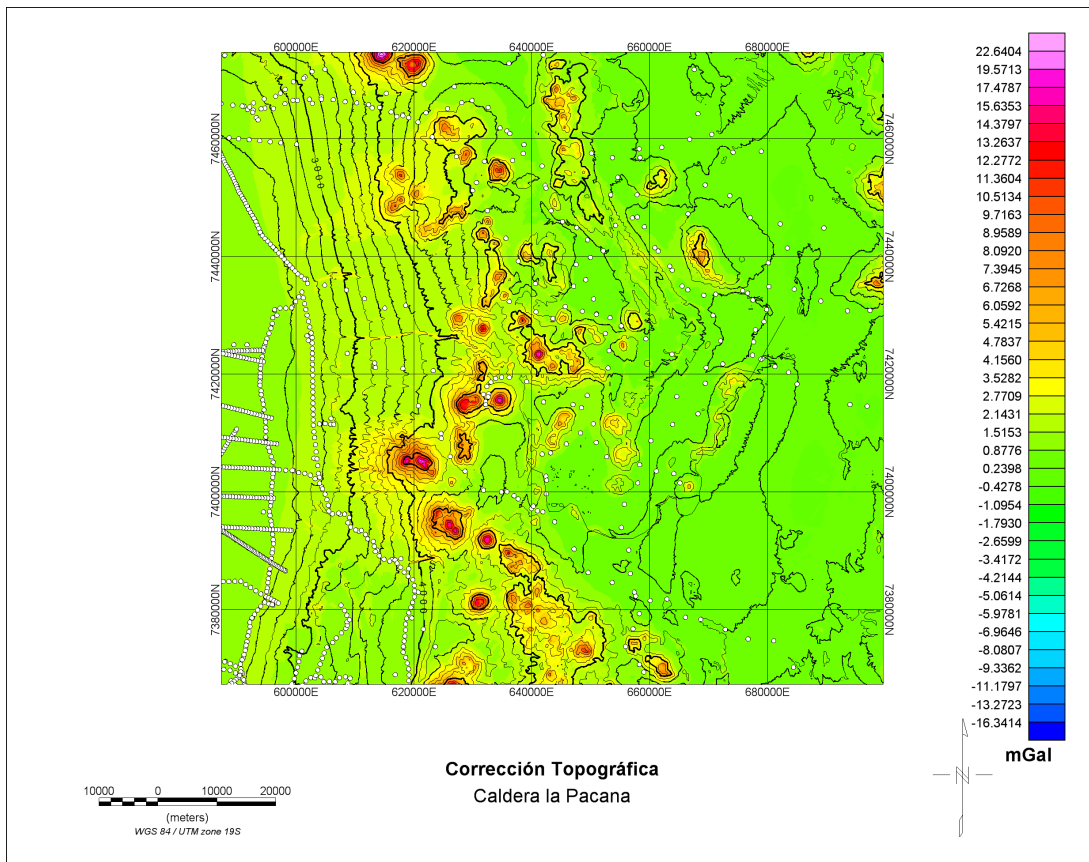


Figura 3.11: Grilla de corrección topográfica calculada con una densidad de 2,25 g/cc.

Algoritmo de Parasnis

En este método, se asume que la densidad correcta es la que minimiza la anomalía de Bouguer completa, lo que equivale a que el modelo de referencia se ajusta a los datos. Numéricamente, esto implica que la anomalía de Bouguer completa es 0, por lo que se procede a graficar la corrección de Bouguer completa versus la anomalía de aire libre (figura 3.13). De esta forma, la densidad elegida es la pendiente de la recta resultante. Los datos usados en este cálculo fueron las 71 estaciones de gravedad obtenidas en este estudio además de las de Pavez (2005). El análisis del algoritmo de Parasnis (figura 3.13) indica que la densidad correcta es de 1,7 g/cm³, la cual es muy pequeña, por lo que el resultado que entrega este método no es satisfactorio.

En la figura 3.13, se ve que los datos con valores menores a 174 mGal tienen una dispersión muy alta, por lo que si seleccionan los datos con valores mayor a ese, se obtiene el

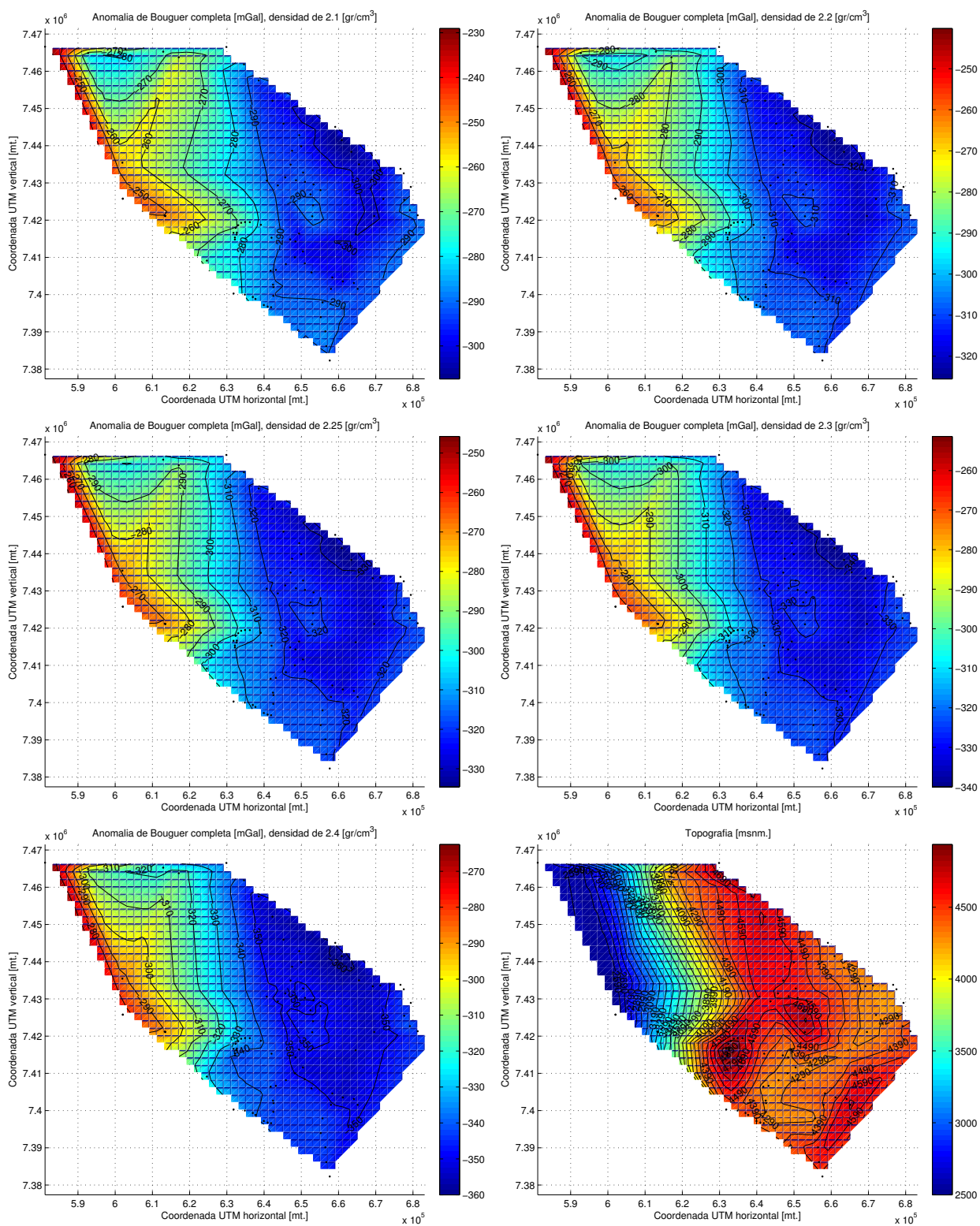


Figura 3.12: Algoritmo de Nettleton: de izquierda a derecha y arriba hacia abajo, densidades de 2,1; 2,2; 2,25; 2,3 y 2,4 g/cm³. La última imagen es la topografía generada por las alturas de los puntos de gravedad.

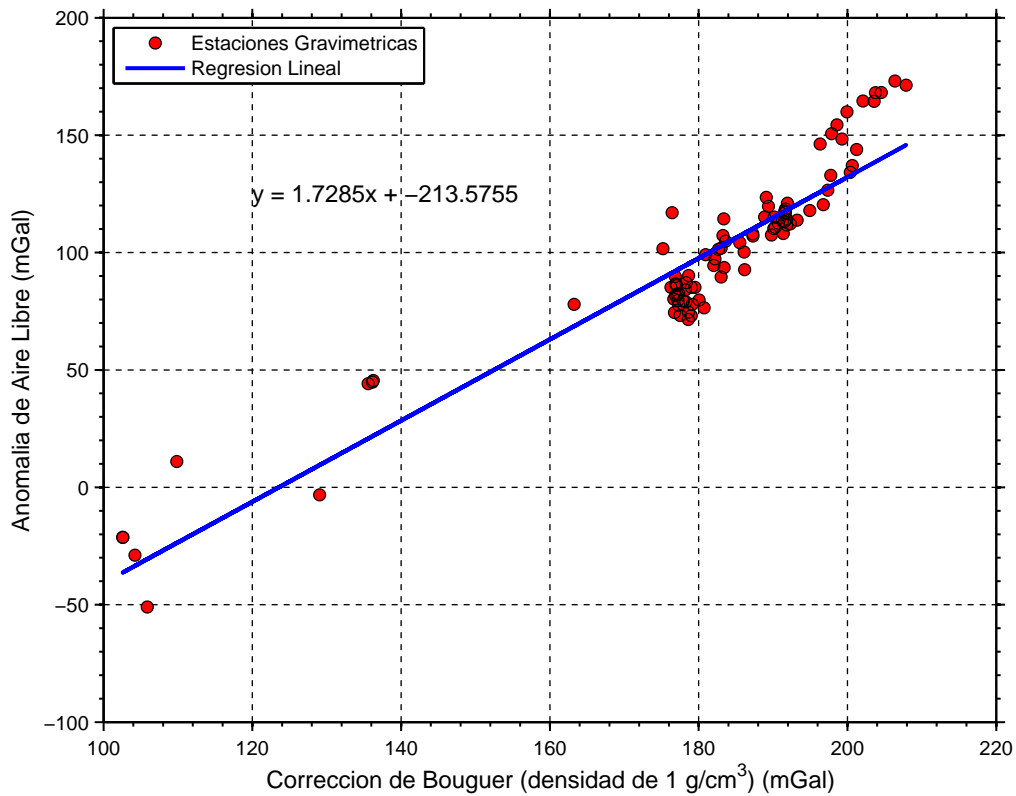


Figura 3.13: Algoritmo de Parasnis. La pendiente de la recta que mejor se ajusta a los datos es la densidad elegida.

resultado de la figura 3.14.

Así, la densidad que entrega el algoritmo es de $2,79 \text{ g/cm}^3$, la cual es muy alta para ambientes volcánicos cubiertos de ignimbritas poco densas por lo que no se considera correcta. Si a los datos anteriores se les añaden los de Schmidt y Götze (2006) y se seleccionan los valores de la corrección de Bouguer mayores a 174 mGal, se obtiene la figura 3.15, cuya densidad es de $2,38 \text{ g/cm}^3$. Este valor es cercano a los $2,2 \text{ g/cm}^3$ obtenido por Pavez (2005).

La explicación de el por qué los valores no son correctos es porque el método de Parasnis es válido en zonas en las que no hay grandes cambios en las densidades, lo que equivale a que las unidades geológicas no tengan grandes variaciones. Esto no es válido en La Pacana, porque como se vio en el marco geológico, hay unidades desde paleozoicas hasta cuaternarias. Además, el método de Parasnis no da cuenta de las estructuras corticales profundas, cuyo efecto no ha sido corregido en el modelo de referencia.

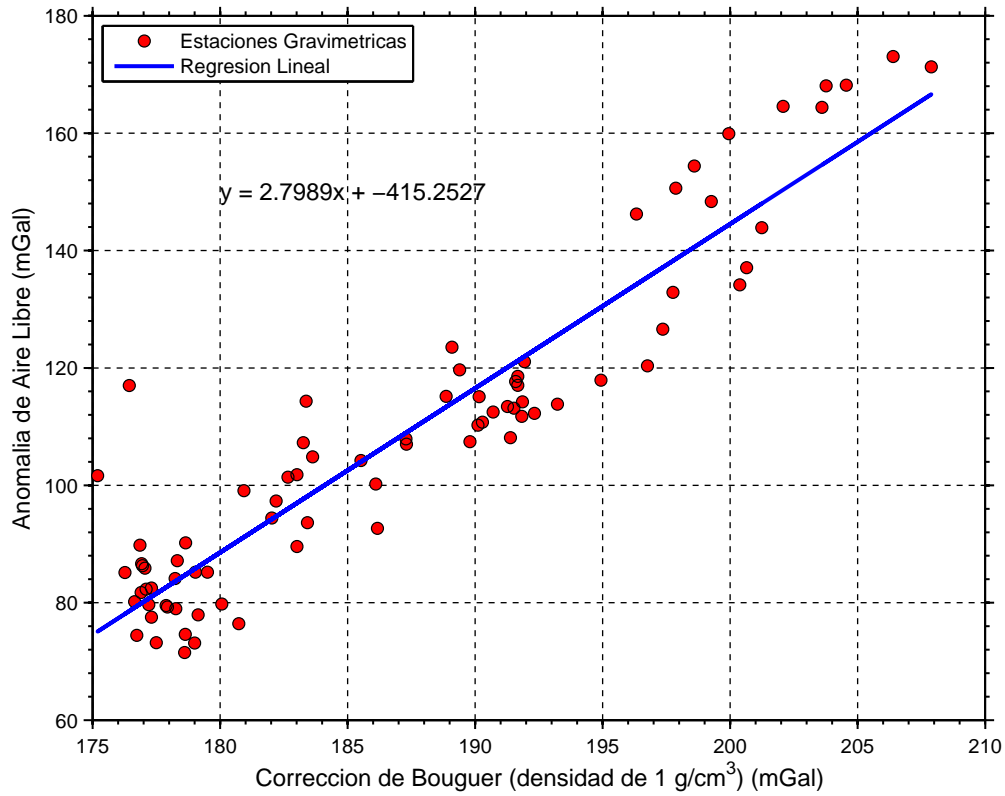


Figura 3.14: Algoritmo de Parasnis para corrección de Bouguer simple con mayores valores a 174 mGal.

Algoritmo de inversión

El algoritmo de inversión (Torge 1989) es una extensión del método de Parasnis y permite determinar en forma conjunta la corrección isostática con la densidad al suponer que los valores de éstas son las que hacen que la anomalía residual sea mínima, es decir, que el modelo teórico se ajusta a la gravedad observada. En este método, se asume que la corrección isostática es de la forma lineal $g_i = Ax + By + C$, por lo que al tomar la fórmula de la anomalía residual (sin considerar la corrección por curvatura terrestre) se tiene:

$$g_r = g_{AL} - (\rho(0,04193h - T) + g_i) = 0 \quad (3.9)$$

$$g_{AL} = \rho(0,04193h - T) + Ax + By + C \quad (3.10)$$

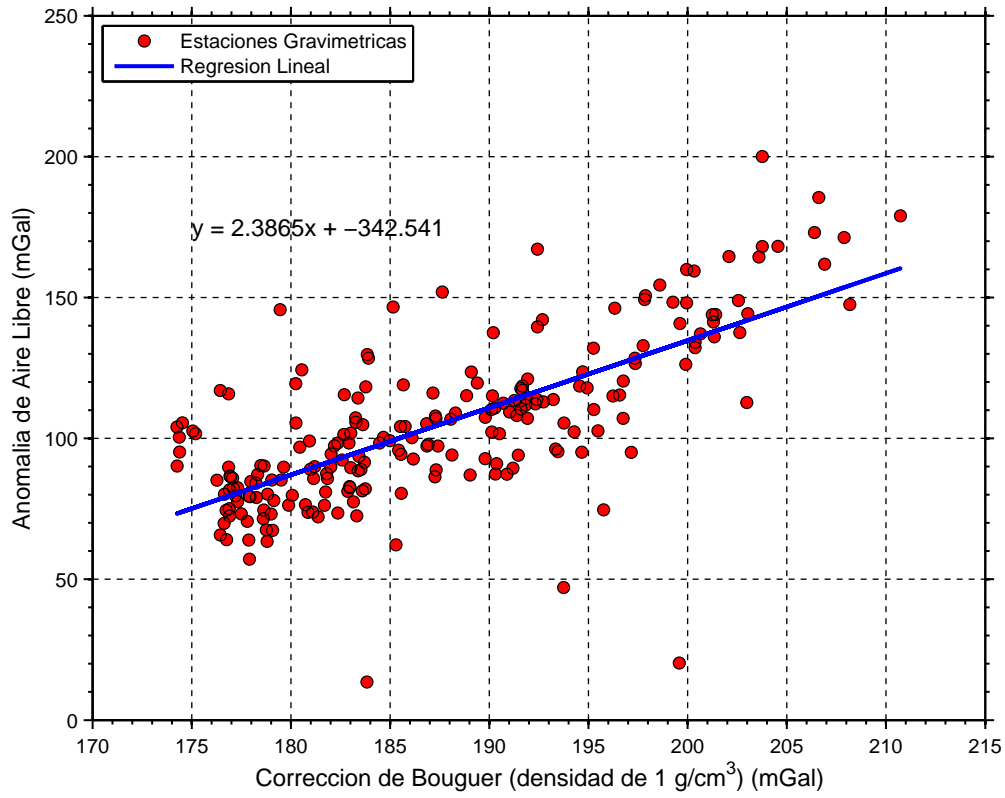


Figura 3.15: Algoritmo de Parasnis para corrección de Bouguer simple con mayores valores a 174 mGal sobre las estaciones de gravedad de este estudio, Pavez (2005) y Schmidt y Götze (2006).

Esta ecuación puede ser reescrita para cada par de puntos (x_i, y_i) :

$$g_{ALi} = \rho(0,04193h_i - T_i) + Ax_i + By_i + C \quad (3.11)$$

con lo que se obtiene una expresión matriz de la forma:

$$\begin{pmatrix} (0,04193h_1 - T_1) & x_1 & y_1 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ (0,04193h_n - T_n) & x_n & y_n & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \rho \\ A \\ B \\ C \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} g_{AL1} \\ \vdots \\ g_{ALn} \end{pmatrix}$$

Esta expresión puede ser escrita en forma simple como una ecuación matricial:

$$Ax = b \quad (3.12)$$

lo que corresponde a un sistema lineal de ecuaciones, el que se resuelve mediante una inversión de mínimos cuadrados para la matriz A (Menke 1989). La solución de este sistema de ecuaciones es:

$$x = Kb = (A^T A)^{-1} A^T b \quad (3.13)$$

con K la matriz inversa generalizada (Menke 1989). El resultado de la inversión indica que la densidad que minimiza la anomalía residual es 2,2 g/cc, que es el mismo resultado obtenido por Pavez (2005) mediante la misma metodología. Sin embargo, se mantiene la preferencia por usar la densidad del algoritmo de Nettleton por tener más sentido físico que la inversión de mínimos cuadrados.

Finalmente, se usó el algoritmo de LaFehr (1991b) para el cálculo de la corrección de Bullard B. El objetivo de ésta es extender la corrección de Bouguer por placa infinita a una que de cuenta de la curvatura terrestre. Ésta es representada mediante un volumen esférico, el que tiene un radio de 166,7 km (figura 3.16).

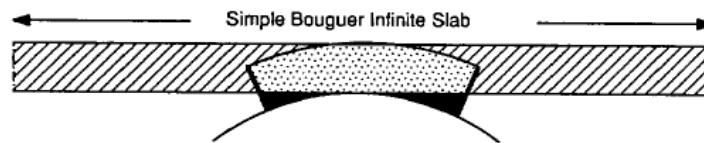


Figura 3.16: Ejemplo de la corrección de Bullard B (LaFehr 1991b).

Grillado

El algoritmo utilizado es el de mínima curvatura (Briggs 1974), el cual es el más usado en el grillado de campos potenciales (Li y Götze 1998). El algoritmo de mínima curvatura determina la superficie más suave que se ajusta a los datos. Para su cálculo, primero se estiman los valores de la grilla en los nodos de una grilla densa (usualmente 8 veces el tamaño de la celda de la grilla) basado en el promedio del inverso de la distancia de los datos dentro de un radio de búsqueda especificado (figura 3.17, Geosoft Corporation 2010b). Si no hay datos dentro del radio, se usa el valor promedio de la grilla. Luego, se usa un método iterativo para

ajustar la grilla a todos los puntos de entrada cercanos a los nodos de la grilla densa. Luego de que se tiene un calce adecuado, la celda densa es dividida por 2 y el mismo proceso es repetido usando la grilla densa como superficie de inicio. Este proceso se repite hasta que la superficie de mínima curvatura es ajustada al tamaño de la celda de la grilla final. El tamaño usado para las celdas de la grilla es de 3 km en las direcciones X e Y, con lo que se obtuvo la grilla de anomalía de Bouguer completa.

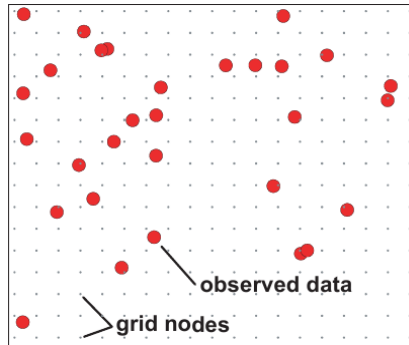


Figura 3.17: Ejemplo de datos y nodos en una grilla (Geosoft Corporation 2010b).

3.5.3. Anomalía Residual

Cuando se obtiene la anomalía de Bouguer completa, se sigue observando una fuerte correlación inversa entre ella y la topografía, producto de la carga que ejercen los Andes sobre la corteza y el manto reológicamente elásticos, lo que genera una raíz de menor densidad que el manto que la rodea (Heiskanen y Moritz 1967, Blakely 1996). Este contraste de densidad en los continentes es negativo y genera una anomalía de baja frecuencia. En el caso de los Andes, la amplitud de esta señal llega hasta -500 mGal sobre el eje del orógeno (Tassara et al., 2006, Prezzi et al., 2009).

Existen múltiples formas de corregir este efecto (Gupta y Ramani 1980, Simpson et al., 1986, Blakely 1996), como son los filtros pasa bajos en el dominio de la frecuencia, calculando un modelo sintético de la deflexión cortical mediante el modelo de Airy - Heiskanen (Heiskanen y Moritz 1967), mediante modelos corticales sintéticos que reproducen la anomalía de Bouguer (Tassara et al., 2006, Prezzi et al., 2009) o mediante ajustes de mínimos

cuadrados para superficies de primer o segundo orden. Dadas las dimensiones del estudio y sus objetivos, la técnica elegida es la última, ya que minimiza la diferencia entre la anomalía de Bouguer y el efecto cortical, por lo que se procedió a restar un plano calculado mediante mínimos cuadrados sobre todos los datos de la grilla. La expresión de la corrección isostática elegida es de la forma $g_i = Ax + By + C$, con A, B y C constantes determinadas por mínimos cuadrados y cuyos valores se muestran en la tabla 3.3.

A	B	C
-0.6785	0.02569	56953.84

Cuadro 3.3: Coeficientes de la corrección isostática en mGal/km.

Debido a la longitud de onda de la tendencia regional, la corrección isostática fue calculada sobre los datos anteriores, a los cuales se le añadieron 2124 puntos de la base de datos del SFB267, lo que suma un total de 2771 estaciones gravimétricas tomadas de ese proyecto (figura 3.2).

En forma anexa, se usó el modelo sintético de la anomalía de Bouguer completa de Tassara et al., (2006) para el cálculo de la anomalía residual. Sin embargo, la amplitud de la anomalía calculada tiene un valor promedio de 212 mGal, el cual es muy grande como para representar los cuerpos geológicos de la corteza cercanos a la superficie. Por esta razón se prefiere el uso de una tendencia regional de primer orden. La diferencia puede estar en el hecho de que la densidad usada en el cálculo de la anomalía de Bouguer completa en este trabajo es menor que la usada en el de Tassara et al., (2006), debido a que las unidades geológicas que abarca ese estudio son en general más densas que las de este trabajo, o a que las estructuras modeladas en ese trabajo son de mayor longitud de onda que las de éste.

3.6. Resultados

3.6.1. Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer completa (figura 3.18) muestra una señal de baja frecuencia que corresponde a la tendencia regional de descenso de la gravedad debido a la raíz cortical de los Andes. En el sector de La Pacana esta tendencia regional es cortada por una anomalía negativa de alta frecuencia de rumbo NS, con una longitud de onda de 25 km en la dirección EW y de más de 120 km en la dirección NS, con una amplitud variable, pero promedio de -15 mGal. En particular, se identifica una señal de alta frecuencia justo sobre el domo resurgente con amplitudes de hasta -30 mGal respecto al regional. Para calcular la anomalía residual, se le quitó una superficie de tendencia regional de primer orden sobre todos los puntos de la anomalía de Bouguer completa.

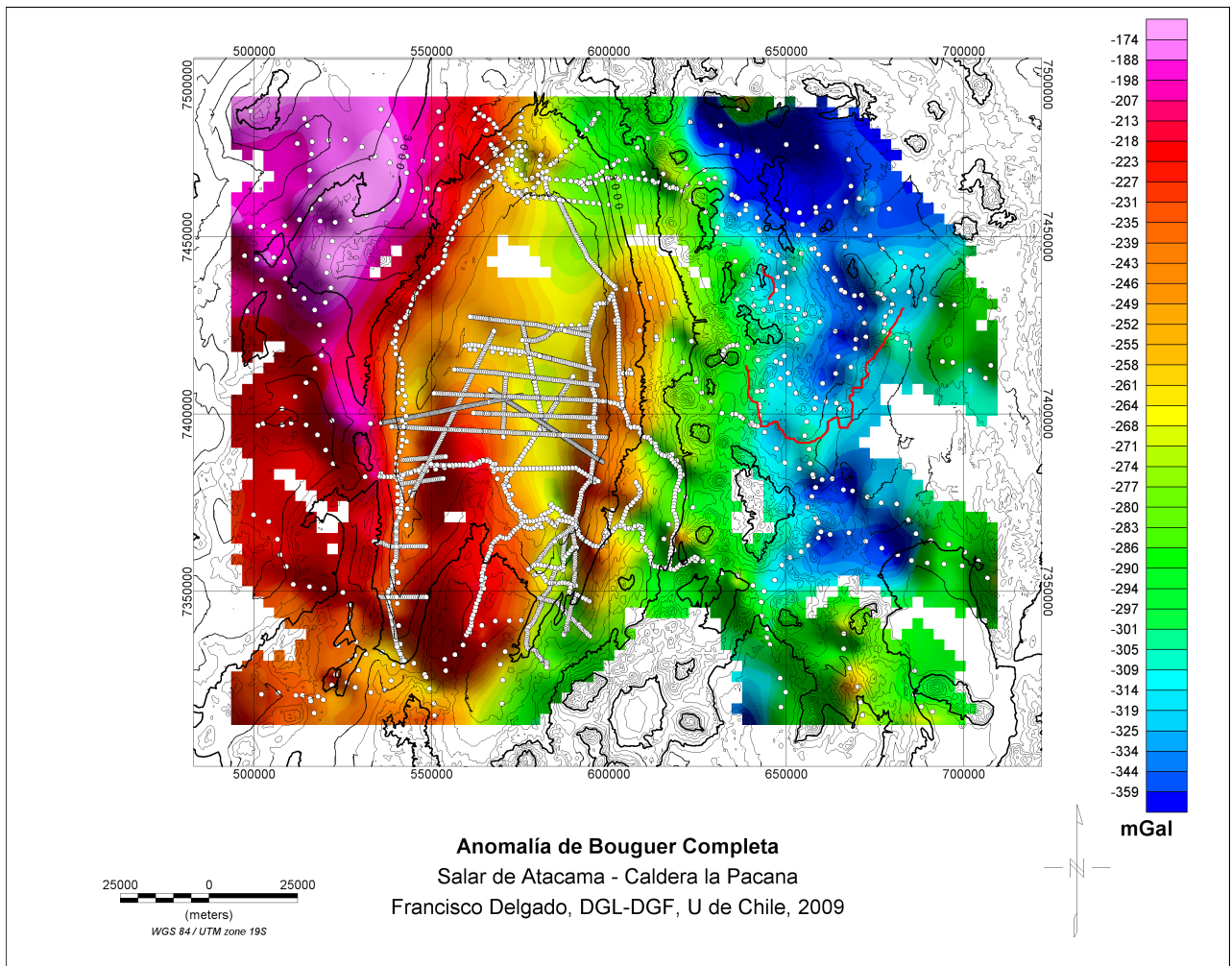


Figura 3.18: Anomalía de Bouguer completa. El borde de la caldera La Pacana es la línea roja (Lindsay et al., 2001a). Las curvas de nivel corresponden a la topografía y las más gruesas son las de 3000, 4000 y 5000 msnm. Los puntos blancos son las estaciones de gravedad. Todos estos elementos aparecen en las figuras siguientes.

3.6.2. Anomalía Residual

El mapa de anomalía residual (figuras 3.19 y 3.20) muestra que dentro de la caldera La Pacana se observa una señal negativa con una longitud de onda de más de 100 km de largo en la dirección NS con un valor promedio de -15 mGal (R1). La parte central de ésta llega hasta -24 mGal en el sector del domo resurgente, y sigue la forma curva de éste (R2). El sector en el cual se concentra esta anomalía va desde los domos pre calderas en el borde N del salar de Aguas Calientes hasta el salar de Aguas Calientes Norte. Sin embargo, no abarca toda la extensión del domo resurgente ya que en el sector N de éste y en el W bajo el cerro Bola disminuye observándose un valor de -5 mGal (R3). Luego de este alto relativo, la señal

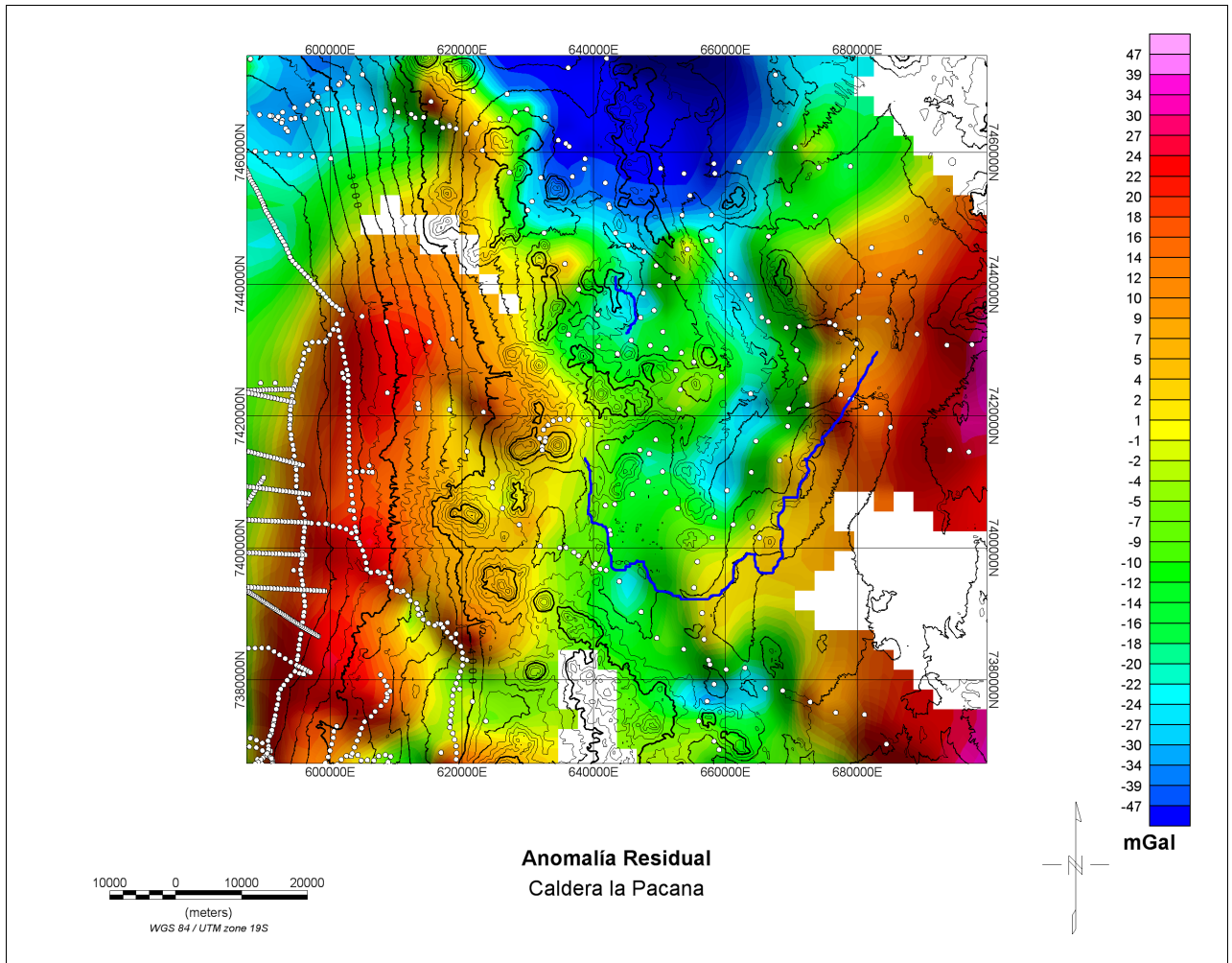


Figura 3.19: Anomalía residual de la caldera La Pacana.

disminuye su valor desde el sector N del domo llegando a un valor de -50 mGal sobre el volcán Guayaques y en territorio boliviano (R4). En el sector W del salar de Pujsa se observa una anomalía negativa con la misma amplitud pero de distinta forma que la que se observa sobre el cordón La Pacana. En esta zona la señal tiene una longitud de onda de 11 km en la EW y NS con un centro en el sector de Cerros Gigantes (R5). En los bordes W y S del salar de Aguas Calientes se observan anomalías negativas con amplitudes de hasta -20 mGal (R6). Además, en la zona de los volcanes Láscar, Lejía y Alítar se observan anomalías positivas y aproximadamente circulares (R7). Finalmente, a ambos lados de la Pacana se aprecian grandes anomalías positivas de casi 50 mGal (R8).

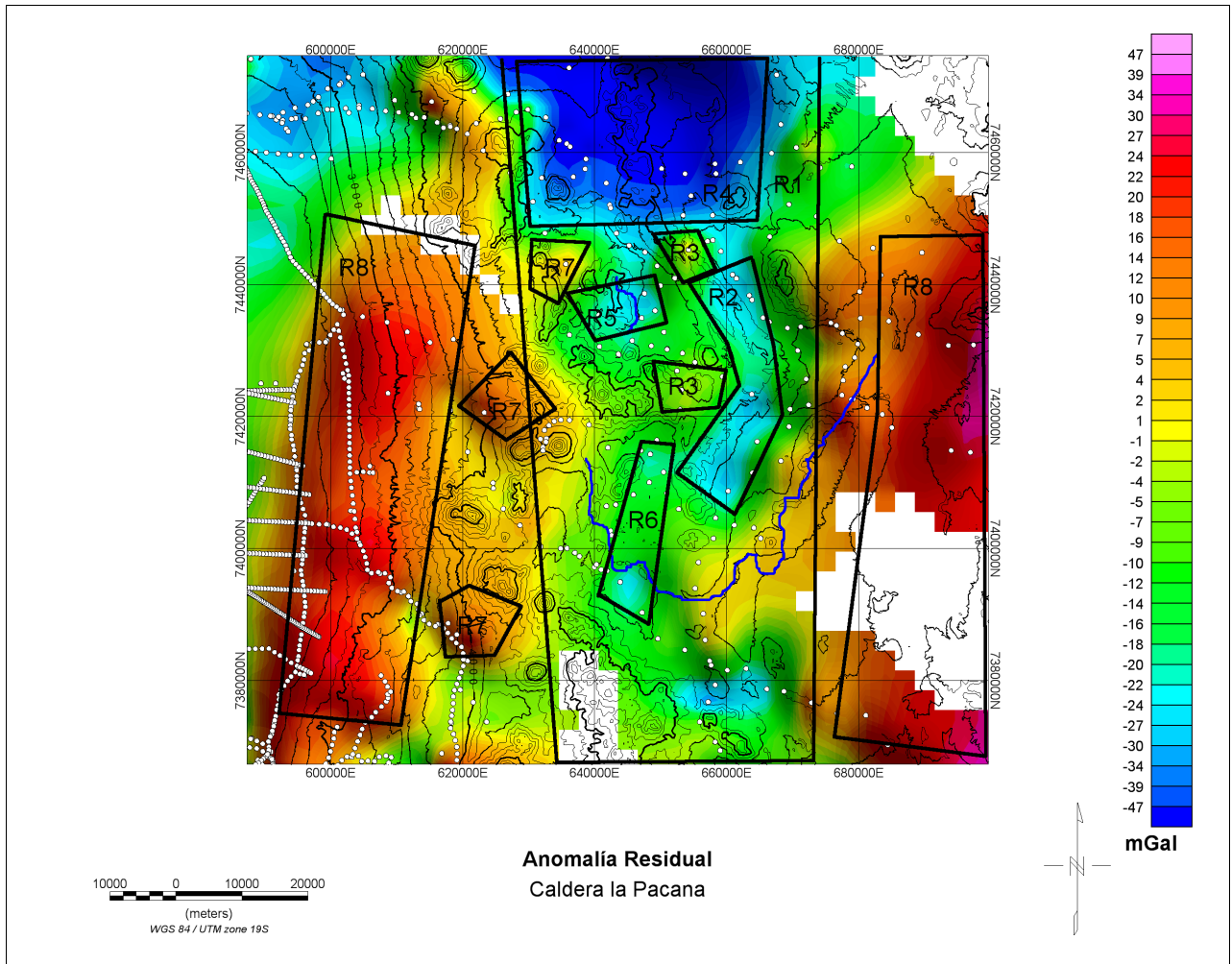


Figura 3.20: Anomalías de interés en la anomalía residual en el sector de La Pacana.

3.6.3. Análisis y Filtrado en el Dominio de la Frecuencia

El mapa de anomalía residual (figura 3.20) contiene anomalías producidas por cuerpos de diversos tamaños o longitudes de onda, los cuales se ubican a distintas profundidades. Mediante un filtrado a través de la transformada de Fourier 2D, se puede obtener la grilla de anomalía residual en función de la frecuencia espacial, la cual es el inverso de la longitud de onda. Así, se pueden separar las señales producidas por los cuerpos de diferentes tamaños. En particular, es de interés poder destacar las anomalías producidas por los cuerpos someros y poco profundos, los cuales representan heterogeneidades dentro de La Pacana y en el basamento.

El procedimiento de separar señales de distinta frecuencia se denomina filtrado y consiste

en la aplicación de la transformada de Fourier 2D sobre la grilla de anomalía residual para el paso al dominio de la frecuencia, su posterior multiplicación por una función en el dominio de la frecuencia conocida como filtro y el cálculo de la transformada inversa de Fourier 2D para la vuelta al dominio espacial sobre el producto anterior. El teorema de Parseval garantiza que la información contenida en el dominio espacial es la misma que hay en el dominio de la frecuencia, por lo que no hay pérdida de información al cambiar de dominio (Blakely 1996).

La Transformada de Fourier 2D G de una grilla o función de dos variables $g(x,y)$ se define como:

$$G(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(x, y) e^{-i\vec{k} \cdot \vec{x}} dx dy \quad (3.14)$$

con \vec{k} el vector de onda (k_x, k_y) donde k_x y k_y son los números de onda en las direcciones x e y , definidos como:

$$k_i = \frac{2\pi}{\lambda_i}; i = x, y \quad (3.15)$$

para las longitudes de onda (tamaño de cuerpos) λ_i en la dirección i (x o y).

Los filtros dejan pasar ciertas frecuencias y cortan otras. Si el filtro deja pasar altas frecuencias, es un pasa altos, mientras que si corta las bajas frecuencias, es un pasa bajos. Si deja pasar frecuencias intermedias es un pasa bandas, el cual suele ser combinación de pasa altos y pasa bajos. Los filtros nunca deben dejar pasar frecuencias mayores a la frecuencia de Nyquist f_N , la cual se define como:

$$f_N = \frac{1}{2\Delta x} \quad (3.16)$$

con Δx el intervalo de muestreo debido a que cualquier valor sobre ella es ruido y no tiene sentido físico (Blakely 1996). Los filtros pasa altos dejan pasar este valor, por lo que deben ser cortados con un filtro pasa bajos.

El procedimiento de filtraje se realiza mediante el cálculo de la transformada de Fourier 2D sobre la anomalía residual con lo que obtiene G , la multiplicación por un filtro F y luego el cálculo de la antitransformada de Fourier 2D, la cual se define como:

$$\overline{g(x, y)} = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} G(k_x, k_y) F(k_x, k_y) e^{i\vec{k} \cdot \vec{x}} dk_x dk_y \quad (3.17)$$

El resultado de esto es la grilla $\overline{g(x, y)}$, que es la anomalía gravimétrica filtrada.

Los filtros que se calcularon fueron los de derivadas horizontales y verticales, los cuales permiten destacar anomalías camufladas por las señales de baja frecuencia. Las derivadas horizontales permiten determinar los bordes de los cuerpos anómalos y la presencia de estructuras, debido a que alcanzan valores máximos y mínimos sobre ellos (Saad 2006), mientras que las segundas derivadas verticales están centradas sobre los cuerpos y amplifican las anomalías producidas por cuerpos someros (Elkins 1951, Blakely 1996), las cuales en el caso de la caldera La Pacana corresponderían a heterogeneidades en el relleno dentro de ella. Este filtrado es estándar en gravimetría (Blakely 1996) y ha sido aplicado exitosamente en volcanes (Pavez 2005, Froger et al., 1998, Gudmundsson y Högnadóttir 2007).

El grillado con un espaciado de 3 km que se usó, indica que la frecuencia de Nyquist asociada es de $0,16 \text{ km}^{-1}$, por lo que cualquier valor sobre ella es ruido y no tiene significado físico. Spector y Grant (1970), Syberg (1972) y Karner y Watts (1983) muestran que el espectro de energía radialmente ponderado de la transformada de Fourier de la anomalía residual de Bouguer (o de una anomalía de campo total para datos magnéticos) contiene información sobre la profundidad promedio de un conjunto de cuerpos de una determinada frecuencia espacial, lo que además puede ser usado para separar el ruido existente en la señal a filtrar. La profundidad de los cuerpos se determina al ajustar rectas tangentes al espectro de energía, para luego calcular la siguiente expresión:

$$h = -\frac{m}{4\pi} \quad (3.18)$$

con m la pendiente de la tangente y h la profundidad promedio de la fuente, donde se ha considerado la transformada de Fourier definida con frecuencia angular (Spector y Grant 1970, Karner y Watts 1974). La figura 3.21 muestra que el sector de baja frecuencia del espectro de energía radialmente ponderado tiene la mayor parte de la información (energía), con tangentes asociadas de alta pendiente, lo que quiere decir que son generadas por cuerpos profundos. Luego, a medida que aumenta la frecuencia espacial, el espectro de energía va disminuyendo su amplitud, y por lo tanto la pendiente de las tangentes y la profundidad de los cuerpos asociados. Finalmente, cerca de la frecuencia de Nyquist, las tangentes son prácticamente subhorizontales, por lo que su profundidad asociada es cercana a 0, y son interpretadas como ruido. Esto permite determinar una frecuencia de corte para eliminar el ruido de la señal, el cual es amplificado por filtros pasa altos al acercarse y pasar frecuencias más altas que la de Nyquist. Sin embargo, esto además elimina las señales de los cuerpos más superficiales. En base a lo anterior, y usando el espectro de energía, se utilizó un filtro de Butterworth de orden 8 y con frecuencia de corte de $0,075 \text{ km}^{-1}$ para cortar el ruido (figura 3.22). Luego, se procedió al cálculo de la primera y segunda derivada vertical y en un análogo al magnetismo mediante la relación de Poisson, a las primeras derivadas horizontales en direcciones X e Y sobre la primera derivada vertical.

Derivadas Horizontales

Las derivadas horizontales aprovechan la propiedad de que la transformada de Fourier convierte derivadas en productos. Así, la primera derivada horizontal en dirección X tiene la forma

$$F(k_x, k_y) = ik_x \quad (3.19)$$

mientras que la primera derivada horizontal en dirección Y tiene la forma.

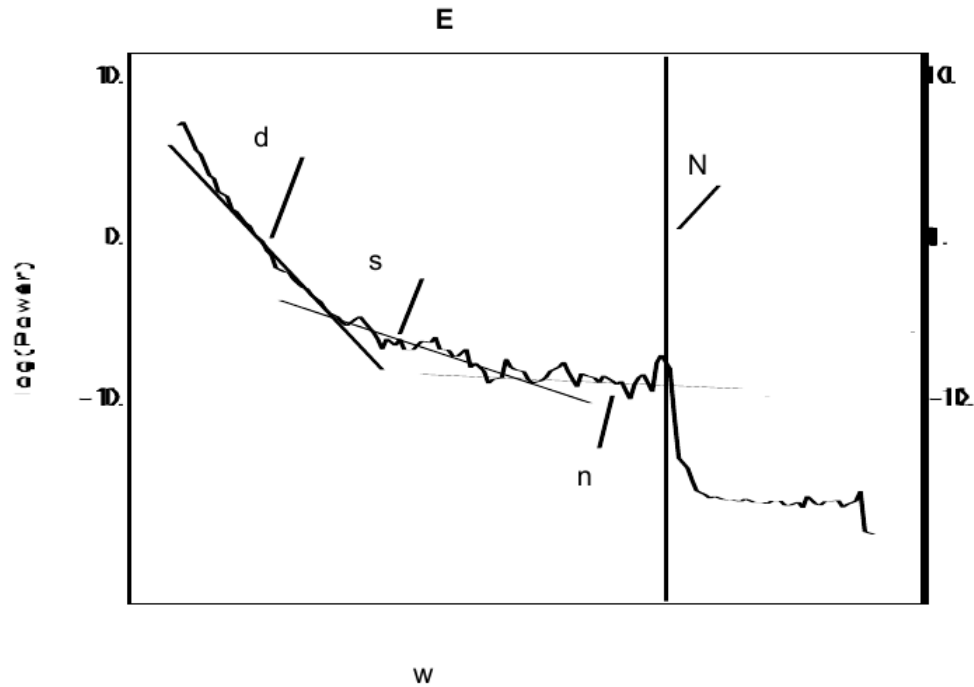


Figura 3.21: Ejemplo de un espectro de energía radialmente ponderado de la anomalía residual de Bouguer. El espectro tiene en general tres sectores: una componente de cuerpos profundos (d), una de cuerpos someros (s) y una de ruido (n). La letra N indica la frecuencia de Nyquist. Tomado de Geosoft Corporation (2010c).

$$F(k_x, k_y) = ik_y \quad (3.20)$$

Ambos son filtros pasa altos y requieren del uso de un filtro pasa bajos. El pasa bajos elegido es el filtro de Butterworth, cuya expresión en el dominio de la frecuencia es:

$$B(k_x, k_y) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{|k|}{k_0}\right)^{2n}}} \quad (3.21)$$

con k_0 la frecuencia de corte y n el orden del filtro. Al aumentar este valor, el corte se hace más abrupto y al disminuirlo se hace más suave. Este filtro fue elegido porque asemeja un escalón pero con los bordes suavizados.

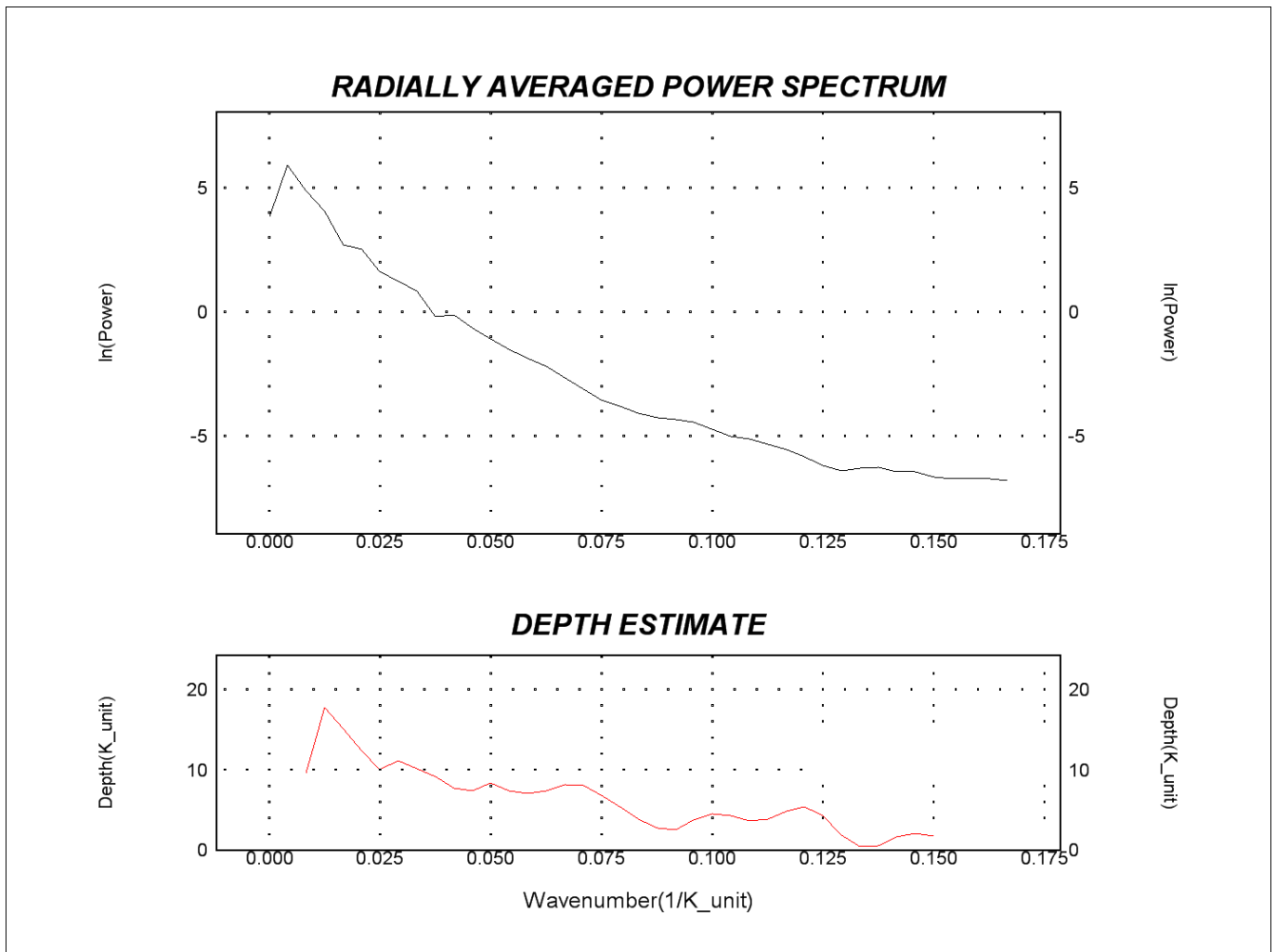


Figura 3.22: Espectro de energía radialmente poderado de la anomalía residual y su estimación estadística de la profundidad promedio para cuerpos de cierta frecuencia espacial. La frecuencia de corte usada es de $0,075 \text{ km}^{-1}$ y la frecuencia de Nyquist es de $0,16 \text{ km}^{-1}$.

Primera Derivada Horizontal en Dirección X

Para el caso en el que se tienen cuerpos con densidad positiva, la derivada horizontal en dirección X tiene un máximo en el borde izquierdo del cuerpo y un mínimo en su borde derecho. Cuando el contraste de densidad es negativo, la forma de la anomalía se invierte. En la figura (3.23) se muestra lo anterior para las anomalías sintéticas producidas por un cubo (calculadas mediante el algoritmo de Plouff 1976), cuyas aristas miden 15 por 20 km, con un espesor de 0,5 km, con el techo a 0,5 km de profundidad y con un contraste de densidad de $\pm 0,35 \text{ g/cm}^3$.

En base a lo anterior, se identifican 5 conjuntos de anomalías dipolares en la primera

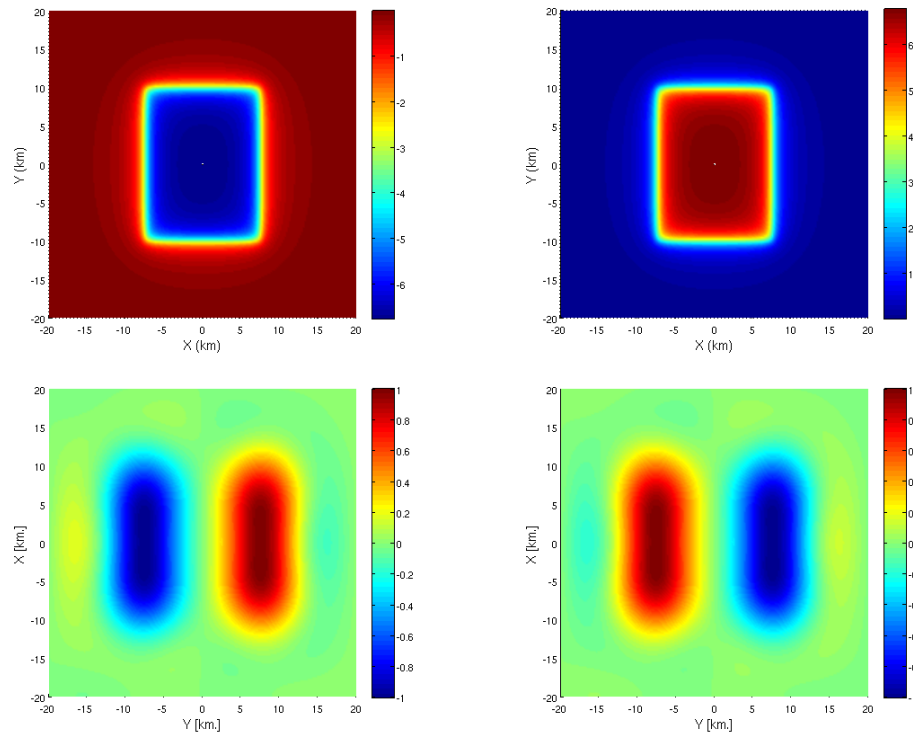


Figura 3.23: Ejemplo de anomalías sintéticas y derivadas horizontales. La primera fila muestra un la señal sintética de un cubo con contrastes de densidad negativo (columna izquierda) y positivo (columna derecha). La segunda fila muestra la primera derivada horizontal en dirección X.

derivada horizontal en dirección X de la anomalía residual de Bouguer (figuras 3.24 y 3.25), con longitudes de onda entre 50 y 100 km, los cuáles de W a E demarcan los bordes de:

1. El bloque paleozoico de Peine (DX1).
2. Los volcanes y domos Lejía, Corona, Láscar, Sáltar y Laguna Verde, los cuáles están orientados por el trazado de la Falla Miscanti (DX2)
3. El domo resurgente y domos postcaldera dentro de la caldera La Pacana (DX3).
4. Las anomalías positivas del borde E de la caldera La Pacana (DX4).
5. Un último conjunto al E de La Pacana en territorio argentino (DX5).

La primera y la última de estas anomalías corresponden a los bordes de las anomalías R8, mientras que las restantes tres son las anomalías R7, R3 y R2 respectivamente. Este mapa indica que las anomalías siguen en general una orientación NS. A la vez, se ve que las anomalías están truncadas por una estructura oblicua (línea punteada en la figura 3.25).

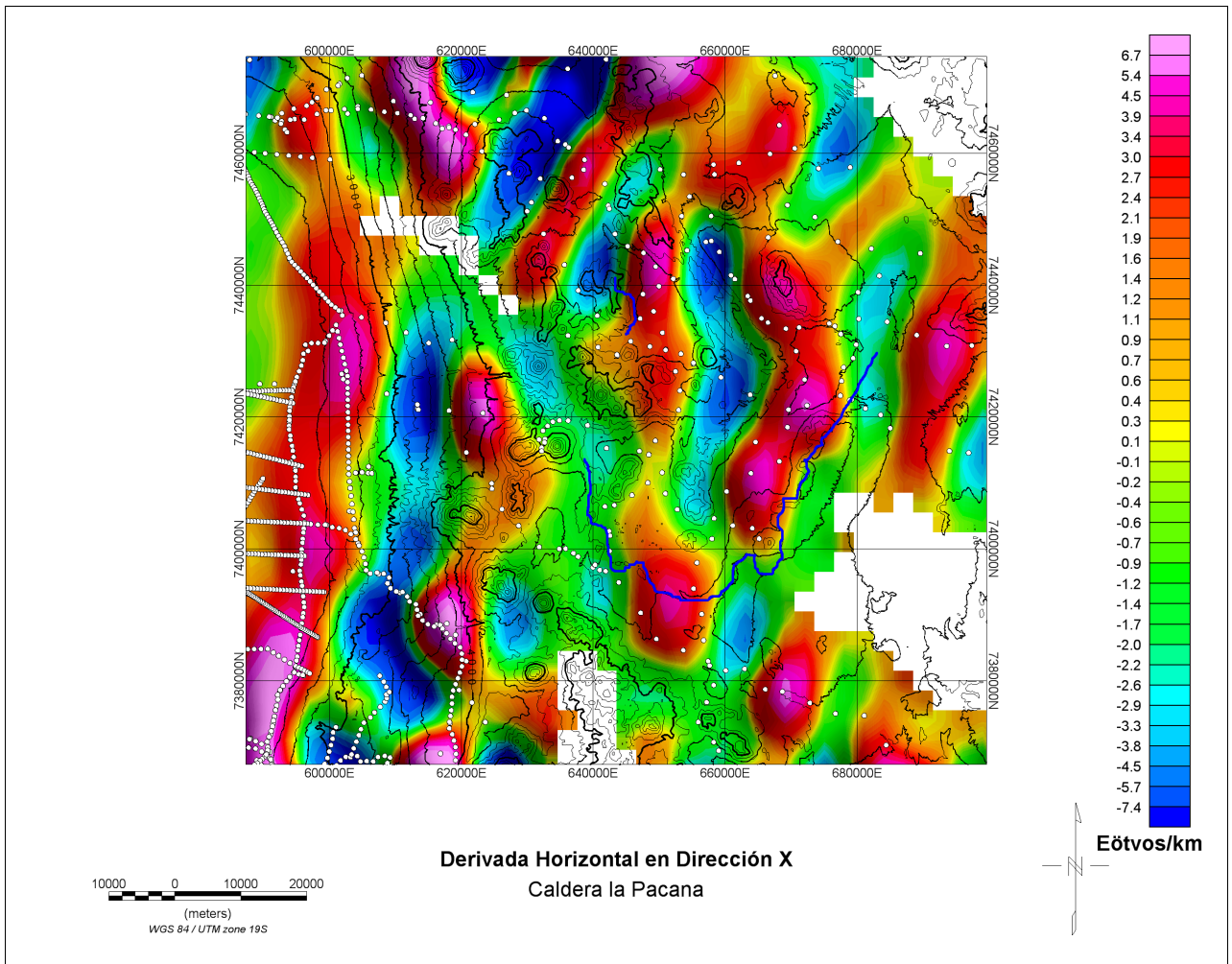


Figura 3.24: Primera derivada horizontal en dirección X sobre la primera derivada vertical.

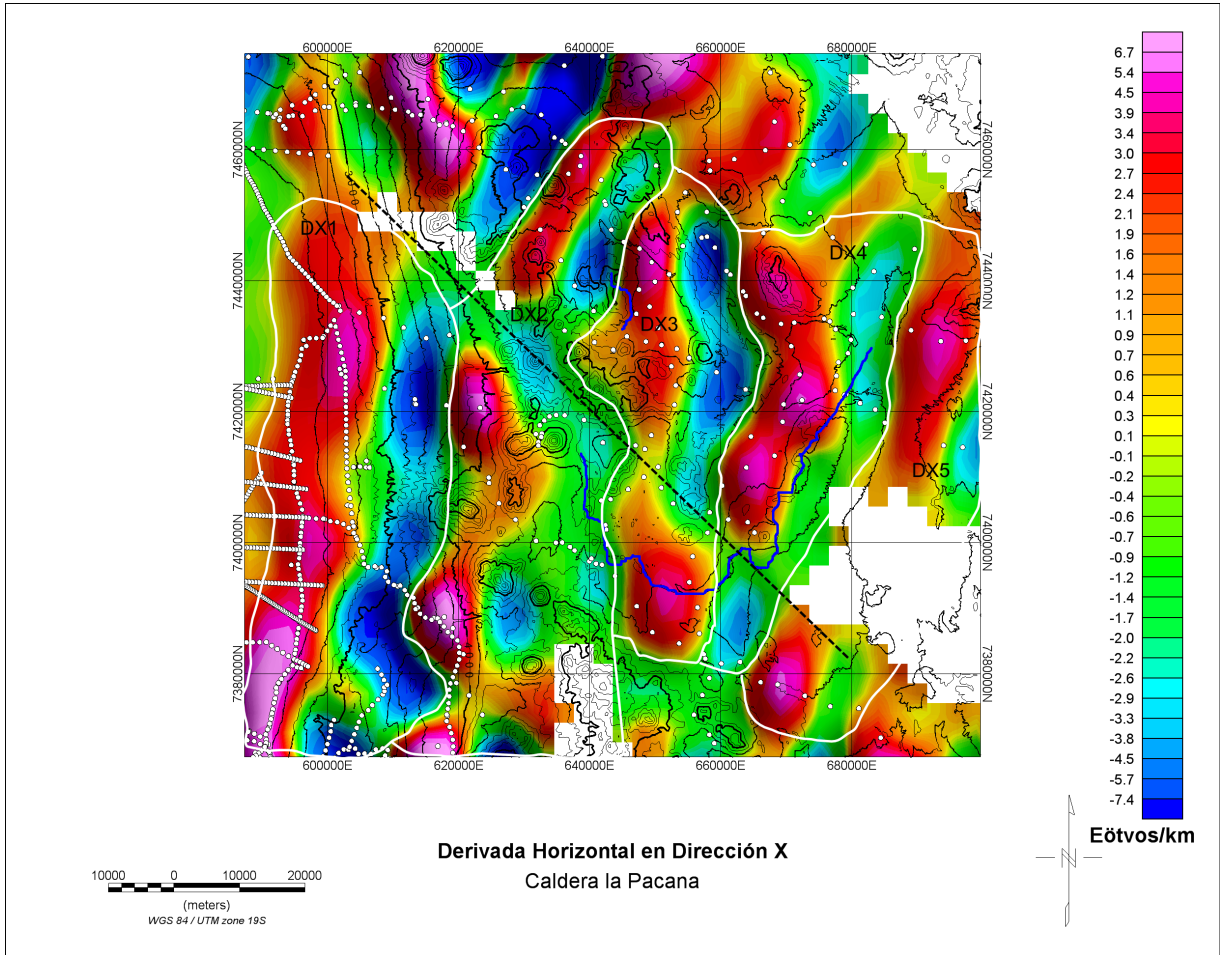


Figura 3.25: Anomalías de interés en la primera derivada horizontal en dirección X.

Primera Derivada Horizontal en Dirección Y

Al igual que en el caso anterior, la derivada en dirección Y también alcanza valores máximos y mínimos, pero en este caso es en los bordes N y S de los cuerpos. En el caso en el que las anomalías tienen contrastes de densidad positiva, la derivada en Y muestra un máximo en el borde sur del cuerpo y un mínimo en la parte N de éste, mientras que si el contraste de densidad es negativo, la forma de la anomalía se invierte (figura 3.26).

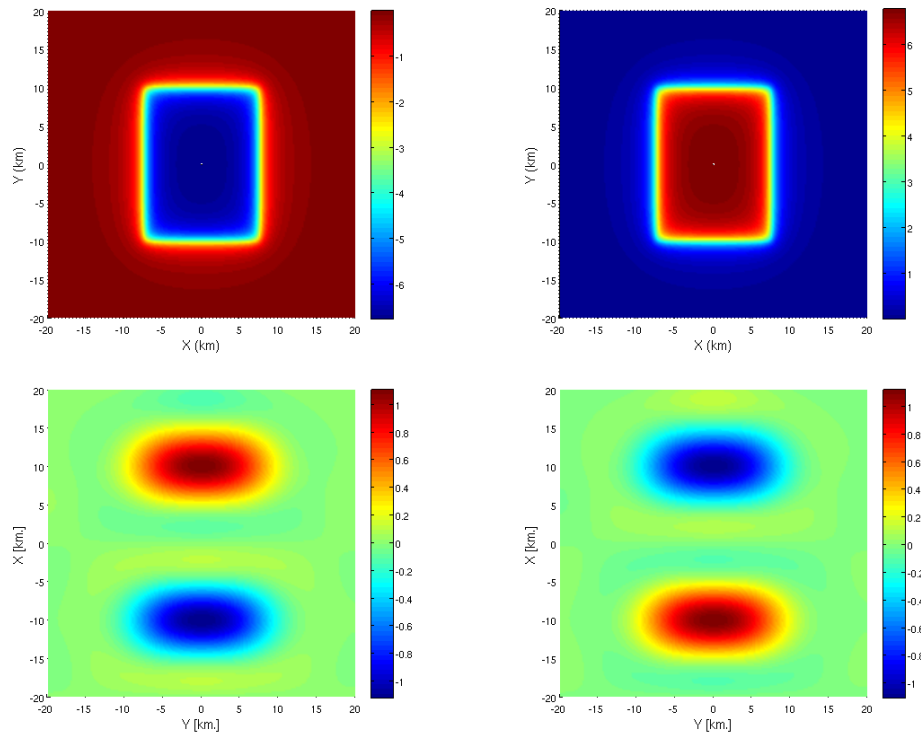


Figura 3.26: Ejemplo de anomalías sintéticas y derivadas horizontales. La primera fila muestra un la señal sintética de un cubo con contrastes de densidad negativo (columna izquierda) y positivo (columna derecha). La segunda fila muestra la primera derivada horizontal en dirección Y.

A diferencia de la derivada en dirección X, la derivada en Y es menos clara respecto a la orientación de los conjuntos de anomalías, pudiéndose distinguir 2 de ellas de N a S en el sector de La Pacana (figuras 3.27 y 3.28) con longitudes de 80 km aproximadamente:

1. Sobre el N del cordón La Pacana y el volcán Putas (DY1).
2. Sobre el conjunto de volcanes que tapan el borde W de La Pacana, los cuales abarcan desde el Láscar en la parte W de este sector hasta el cerro Bola por el E. (DY2).

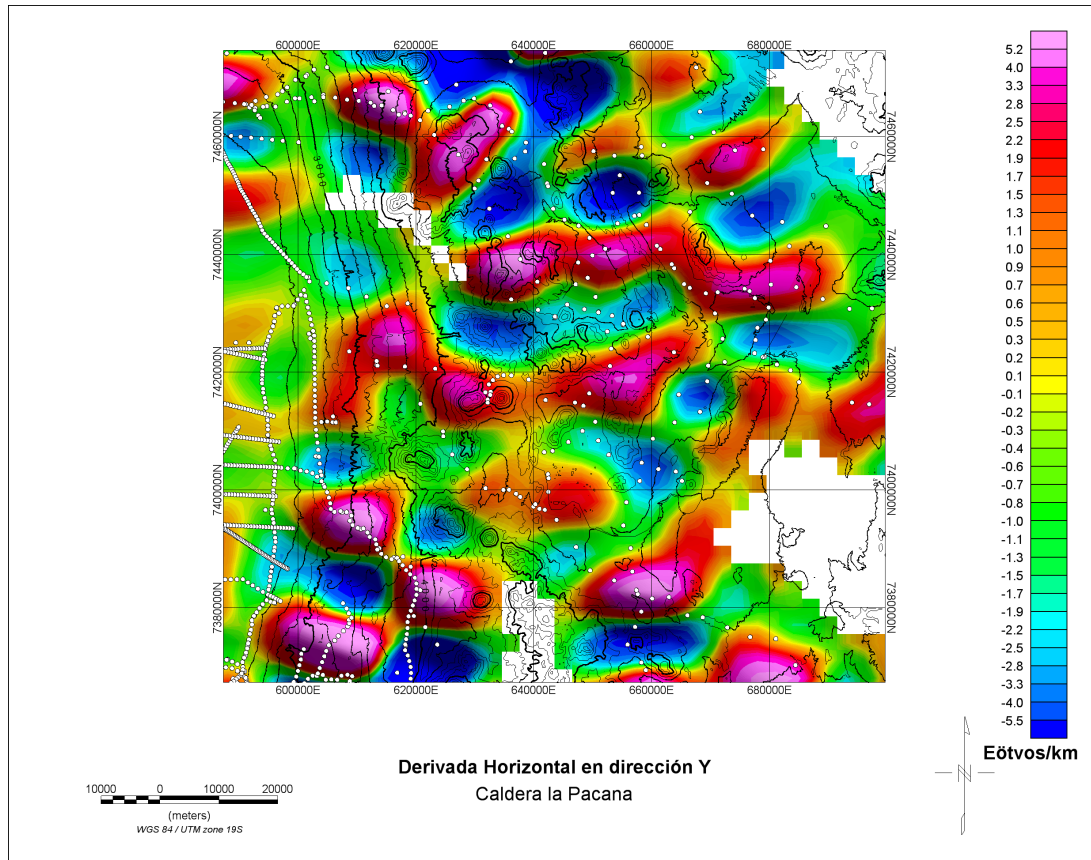


Figura 3.27: Primera derivada horizontal en dirección Y sobre la primera derivada vertical.

Estas anomalías corresponden a los bordes de las anomalías R3 y R7. A diferencia de la derivada en dirección X, no hay una orientación EW clara de las anomalías.

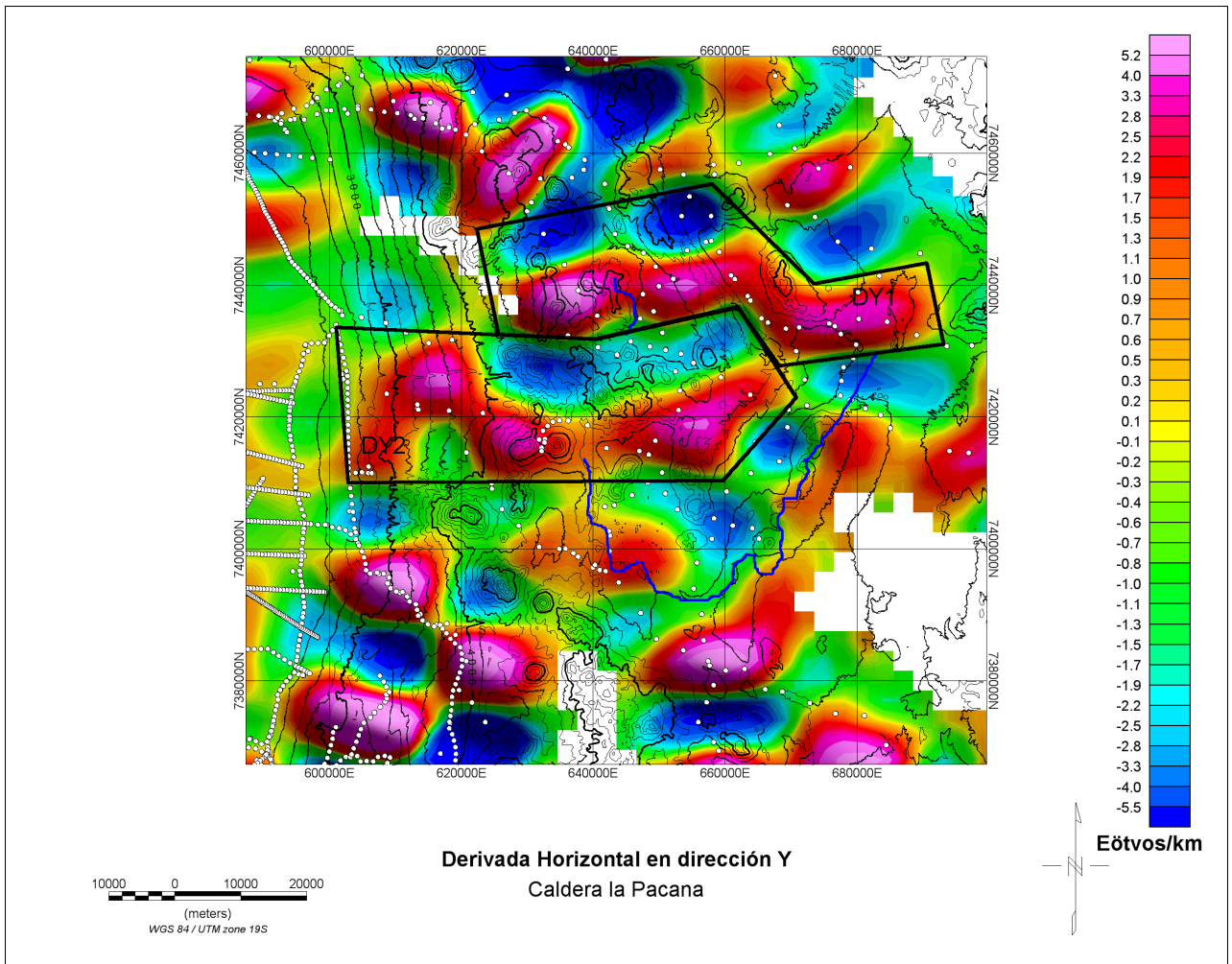


Figura 3.28: Anomalías de interés en la primera derivada horizontal en dirección Y.

Gradiente Horizontal

El filtro de gradiente horizontal se define como:

$$GH = \sqrt{\left(\frac{\partial g_z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g_z}{\partial y}\right)^2} \quad (3.22)$$

con $\frac{\partial g_z}{\partial x}$ y $\frac{\partial g_z}{\partial y}$ las grillas de primera derivada horizontal en direcciones X e Y respectivamente. Como es una combinación de los filtros de derivadas horizontales, el filtro de gradiente horizontal alcanza valores máximos sobre los bordes de los cuerpos que producen las anomalías (figura 3.29), bajo el supuesto de que son verticales (Blakely 1996).

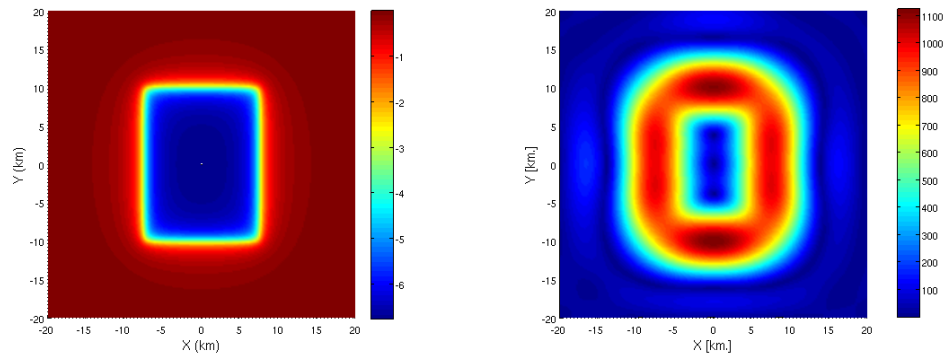


Figura 3.29: Ejemplo de la anomalía sintética de un cubo y su gradiente horizontal.

En ambientes volcánicos, Gudmundsson y Högnadóttir (2007) muestran que este filtro muestra los bordes de las anomalías positivas. En este caso, el gradiente horizontal (figura 3.30) destaca los bordes de las anomalías bajo el bloque de Peine (GH1 y GH2), el frente volcánico actual (GH5, GH6 y GH7), el domo resurgente (GH8 y GH10), domos post caldera (GH9), volcanes inactivos (GH11) y un conjunto de anomalías no observadas en la anomalía residual (GH3 y GH4).

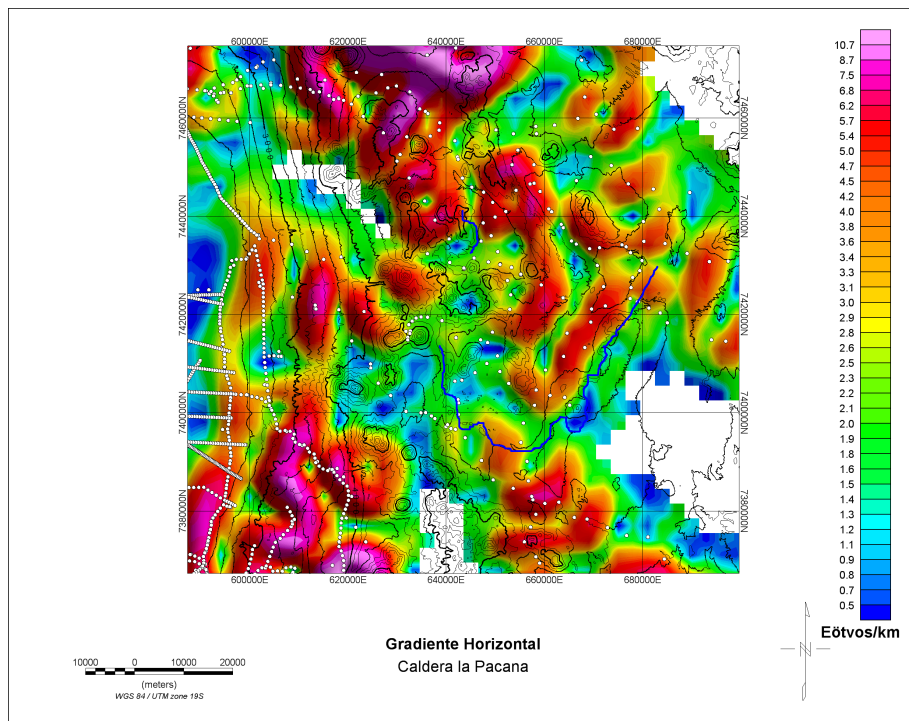


Figura 3.30: Gradiente horizontal.

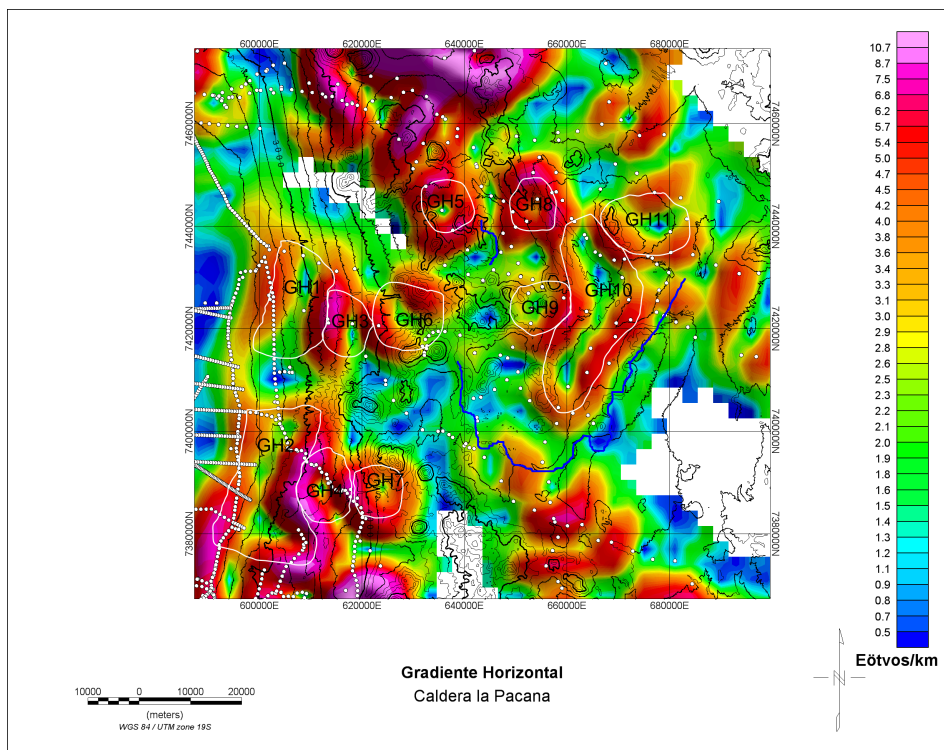


Figura 3.31: Anomalías de interés en el gradiente horizontal.

Segunda Derivada Vertical

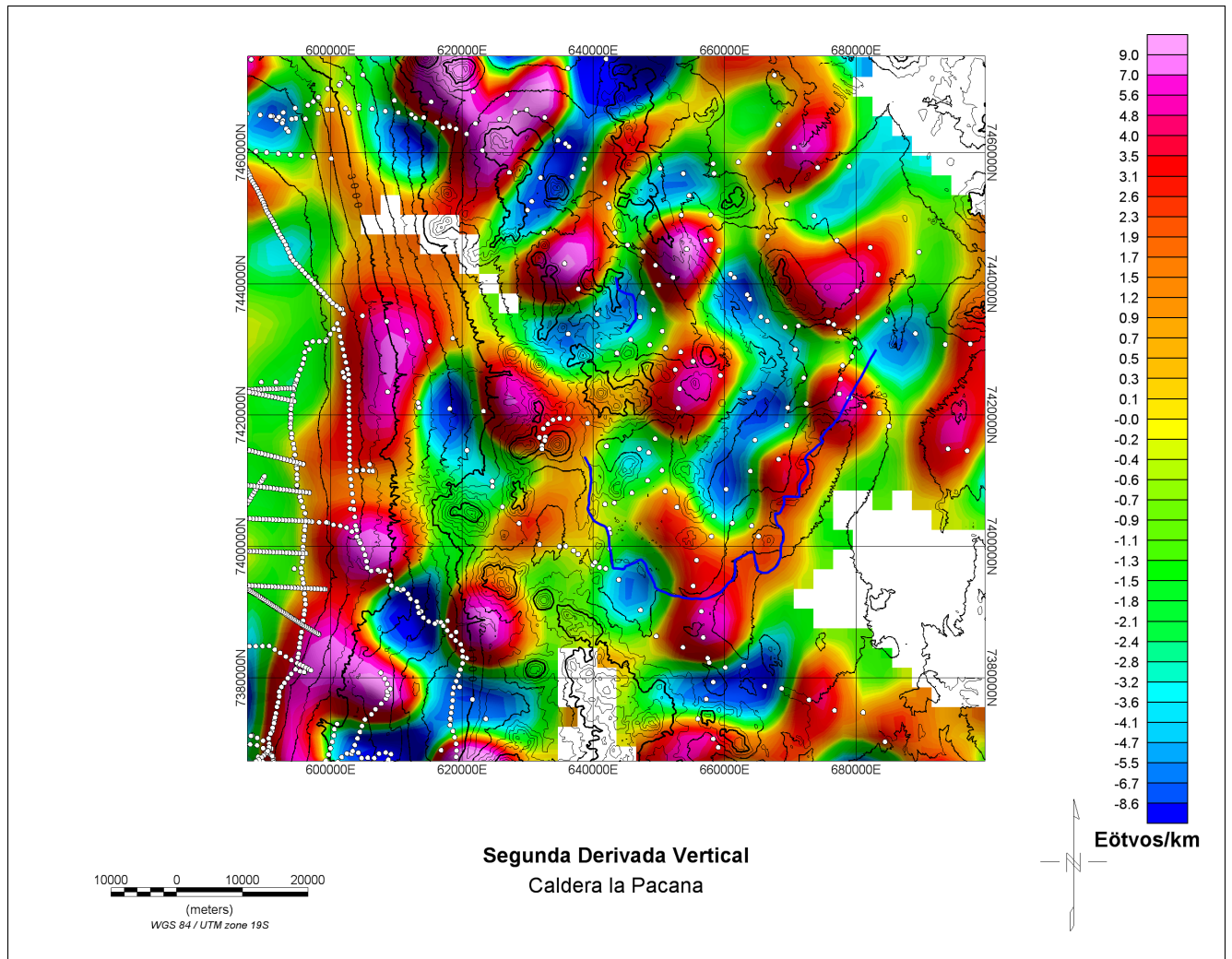


Figura 3.32: Segunda derivada vertical en La Pacana. Las curvas de nivel corresponden a la topografía del DEM SRTM, estando espaciadas cada 200 mt.

La segunda derivada vertical (Elkins 1951) es uno de los filtros más usados en la interpretación de campos potenciales (Blakely 1996) y puede ser considerada como un filtro pasa altos que amplifica las señales producidas por cuerpos superficiales y pequeños, pero que elimina las producidas por cuerpos grandes y profundos.

Debido a que no se tienen mediciones en alturas, la derivada vertical no debiera tener sentido físico. Sin embargo, su cálculo es posible mediante la ecuación de Laplace para la anomalía de gravedad, la cual es:

$$\nabla^2 g_z = 0 \quad (3.23)$$

Esta ecuación es válida sólo cuando se está fuera de la fuente. Así, la expresión para las derivas verticales de orden n es:

$$F(k_x, k_y) = (k_x^2 + k_y^2)^{n/2} \quad (3.24)$$

En particular, la segunda derivada vertical toma la forma

$$F(k_x, k_y) = |k|^2 \quad (3.25)$$

La primera y segunda derivada vertical destacan lo mismo, sólo que las altas frecuencia son más notorias en la segunda derivada vertical, debido a que es más pasa altos que la primera, por lo que sólo se muestra ésa (figuras 3.32 y 3.33). En la segunda derivada vertical, la anomalía R1 desaparece al ser una baja frecuencia. La anomalía Z2 está compuesta por 4 señales negativas distintas, las cuales no se veían en el residual y cuyo borde está dado por GH10 en la figura 3.31. La parte norte de Z2 está separada del resto de las anomalías por la anomalía Z3, la que es un alto de gravedad dentro de la caldera. Esta anomalía está sobre la parte central de La Pacana, tanto en el relleno ignimbrítico de ella como en el domo resurgente. Al W de esta anomalía, R5 se transforma en Z4, observándose dos anomalías muy marcadas. Al S de ésta, se observan dos anomalías negativas en la parte S de la caldera La Pacana, las que corresponden a Z5. Bajo el frente volcánico activo se observa una alineación NS de anomalías positivas que corresponden a Z6. Al W de ésta aparece otro conjunto de anomalías positivas y de dirección NS adyacentes al Salar de Atacama, las que corresponden a Z8. Entre Z6 y Z8 está Z7, que es un conjunto NS de anomalías negativas, las cuales aparecían en el gradiente horizontal como GH3 y GH4. En el borde E de la caldera hay un conjunto de anomalías positivas, que son Z9, Z10 y Z11. La interpretación de estas anomalías se discutirá en el siguiente capítulo.

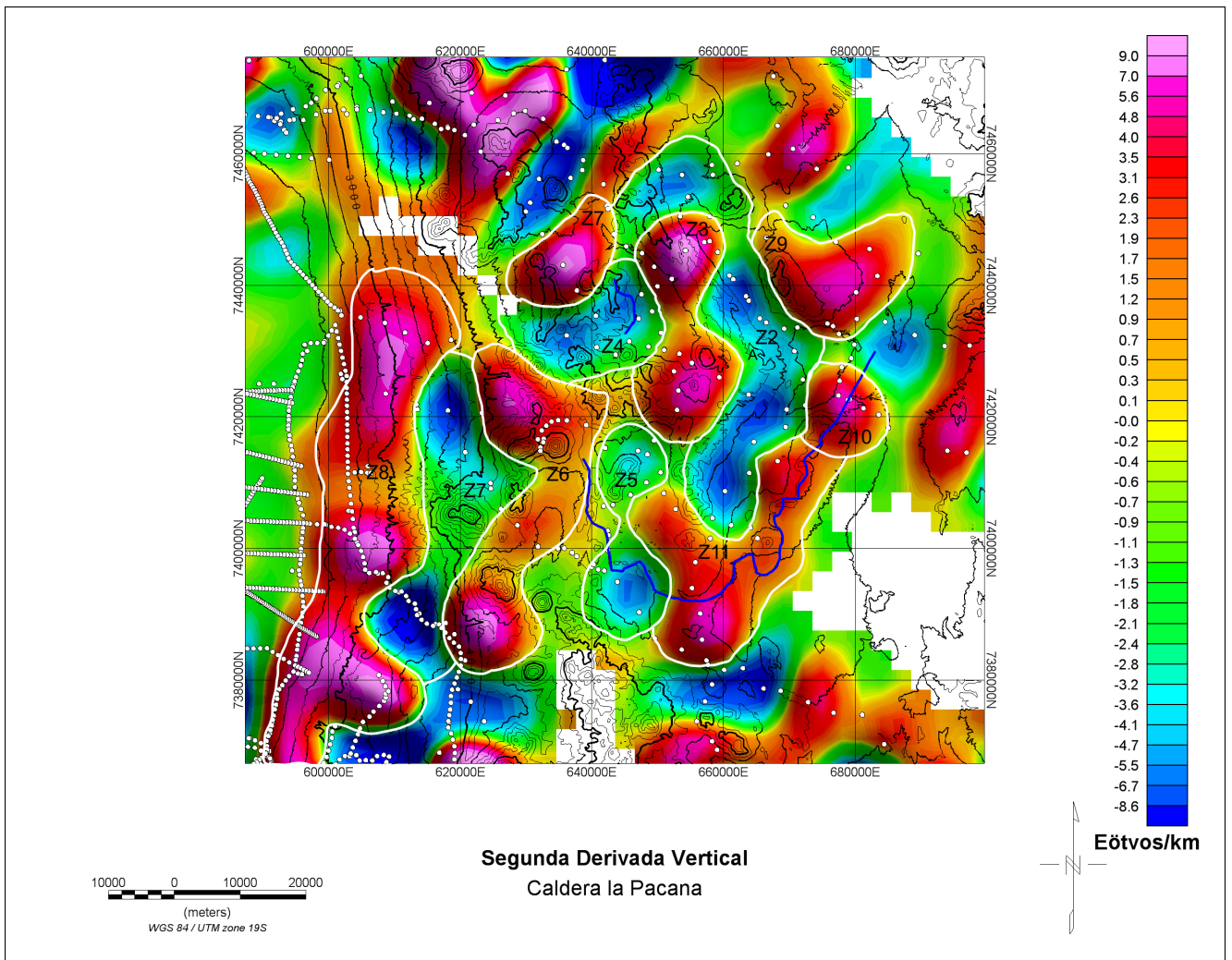


Figura 3.33: Anomalías de interés en la segunda derivada vertical.

Capítulo 4

Interpretación de los datos gravimétricos

4.1. Interpretación cualitativa de las anomalías gravimétricas

La interpretación más común que se ha propuesto para las señales negativas en calderas (Abers 1985, Rymer y Brown 1986, Carle 1988, Deplus et al., 1995, Davy y Caldwell 1998, Froger et al., 1999, Masturyono et al., 2001, Smith et al., 2006, Seebeck et al., 2009, DeNosquo et al., 2009) es que corresponden al relleno poco denso que hay dentro de ellas, debido al contraste de densidad entre este relleno y el basamento fuera de ella, más denso que el primero, lo que produce una señal gravimétrica resultante negativa. Por otra parte, señales positivas en sistemas volcánicos se interpretan por la presencia de plutones (Rymer y Brown 1986, Malengreau et al., 1999, Tiede et al., 2005, Pavez 2005, Gudmundsson y Högnadóttir 2007), cuerpos que cristalizan al ascender, dejando un residuo de las fases mineralógicas más densas. Usando lo anterior, junto con la estratigrafía regional, se presenta la siguiente interpretación cualitativa de las anomalías gravimétricas de los mapas de anomalía residual y segunda derivada vertical (figura 4.1, cuadro 4.1).

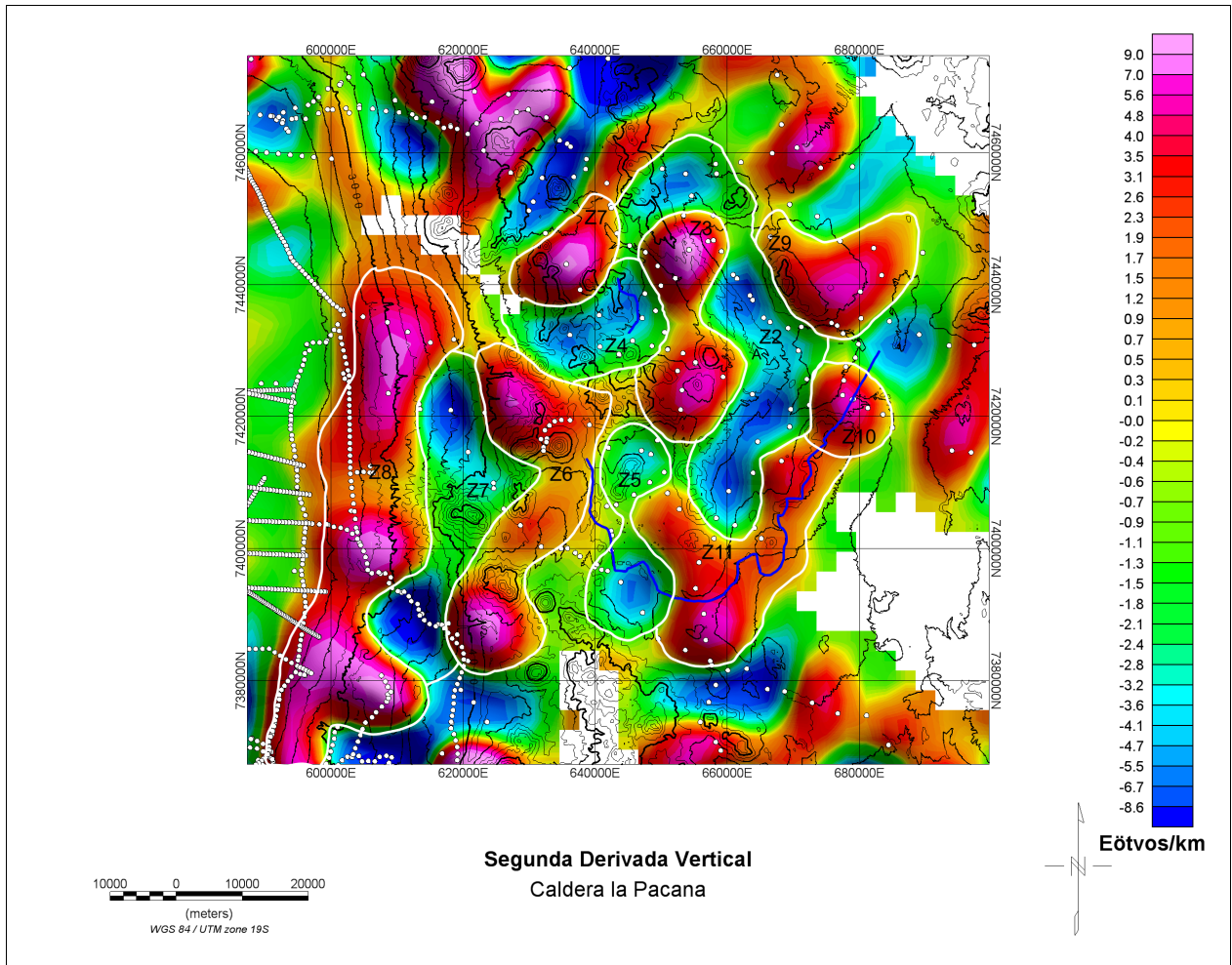


Figura 4.1: Anomalías de interés en la segunda derivada vertical.

La anomalía Z8 tiene casi 80 km de largo y 15 de ancho, mientras que Z10 es de aproximadamente 10 por 10 km y ambas se ubican en la misma zona que secuencias paleozoicas volcánicas y sedimentarias: formaciones Cas y Peine para Z8 (Breitkreuz y Zeil 1995, Breitkreuz 1995) y los Estratos de Quisquiro para Z10 (Gardeweg y Ramírez 1985). Por esta razón, se interpretan como parte del basamento paleozoico, el cual al estar en niveles estratigráficamente inferiores que la cobertura meso-cenozoica debiera estar más compactado y ser más denso. La anomalía Z7 es de 50 km de largo por 10 de ancho y no tiene una expresión superficial, pero la presencia de xenolitos calcosilicatados en el Láscar (Matthews et al., 1996, Gardeweg et al., 1998) hizo que Pavez (2005) propusiera que ésta corresponde a la presencia del basamento mesozoico de la Formación Yacoraite, por lo que en este trabajo se mantiene esa interpretación.

Anomalía	Tipo de anomalía	Interpretación
R1	Negativa	Relleno de La Pacana
R2	Negativa	Relleno de calderas
Z2	Negativa	Zona principal de colapso de La Pacana
Z3	Positiva	Raíz volcánica
Z4	Negativa	Caldera Pujsa
Z5	Negativa	Relleno de La Pacana
Z6	Positiva	Raíz volcánica
Z7	Negativa	Basamento mesozoico
Z8	Positiva	Basamento paleozoico
Z9	Positiva	Raíz volcánica
Z10	Positiva	Basamento paleozoico
Z11	Positiva	Raíz volcánica

Cuadro 4.1: Interpretación de las anomalías de la segunda derivada vertical.

En particular, los bordes de las anomalías bajo el frente volcánico actual (GH5, GH6, GH7, Z6, Z7), el domo resurgente (GH8, Z3) y los domos postcaldera (GH9, Z3) tienen tamaños de 10 por 15 km, apareciendo muy marcadas en los filtros de gradiente horizontal y en la segunda derivada vertical. De acuerdo a la interpretación anterior, estas anomalías corresponden a raíces volcánicas densas, complejos intrusivos y/o reservorios magmáticos, cuyos bordes se delinean claramente, consistente con trabajos previos de gravimetría volcánica (Pavez 2005, Gudmundsson y Högnadóttir 2007).

La anomalía Z2, ubicada al E del domo resurgente, está formada por dos brazos, ambos de 40 por 10 km, uno de los cuales tiene una orientación NW-SE, mientras que el otro es de dirección NE-SW. La anomalía Z4 se ubica al W del Salar de Pujsa y es de 15 por 10 km. La anomalía Z5 es de 10 por 30 km y se ubica bajo el Salar de Aguas Calientes. De acuerdo a la interpretación anterior, todas estas anomalías corresponderían al relleno de calderas.

Usando las interpretaciones anteriores, se procede a realizar una modelación directa.

4.2. Modelación Directa

A diferencia de los métodos sísmicos y magnetotelúricos en los que los resultados son perfiles de cantidades físicas (velocidad de propagación de ondas y de resistividad eléctrica respectivamente), en los métodos de potencial (gravidad y magnetismo) se debe construir una geometría de cuerpos que reproduzca la señal gravimétrica para obtener un perfil de la subsuperficie, el cual debe ser consistente con la información geológica disponible. Esta última restricción es importante debido a que existen infinitas geometrías que reproducen la señal (teorema de la capa equivalente de Green, Roy 1962) pero que no necesariamente tienen sentido geológico, y de las cuales sólo una es la correcta. Así, en una modelación directa, el perfil se construye por prueba y error, y se va cambiando la geometría y la densidad de los cuerpos (que son los grados de libertad), hasta que la diferencia entre la señal medida y la modelada sea inferior a la precisión de los datos.

La modelación directa de este estudio se realizó en el software ENCOM Model Vision Pro 5.0, basado en los algoritmos de Rasmussen y Pedersen (1978), Cady (1980) y Won y Bevis (1987), el cual calcula la señal gravimétrica y/o magnética de un polígono de n lados dentro de un espacio bidimensional (los cuerpos son de extensión limitada y simétricos en la tercera coordenada), al cual se le asigna una densidad y una susceptibilidad magnética. El programa calcula las anomalías producidas por geometrías simples (cubos, esferas, cilindros, etc.), además de la de un conjunto de polígonos de n lados dentro de un espacio bidimensional. Como las estructuras geológicas no suelen tener formas regulares, la modelación se hace construyendo polígonos y suponiendo algunas geometrías regulares para los cuerpos, como por ejemplo, modelando plutones como elipsoides.

La modelación que se realizó es del tipo 2,5D (figura 4.2), en la que pese a que se modelan perfiles producidos por cuerpos simétricos y de extensión limitada en la tercera componente, se busca que en los puntos de intersección de estos, los cuerpos tengan las mismas propiedades físicas. Debido a que cada perfil es una combinación de polígonos, por cada modelo

gravimétrico se construyó un perfil geológico, remarcando los elementos de interés que no se ven directamente en la gravimetría (zonas de colapso, fallas, basamento, etc).

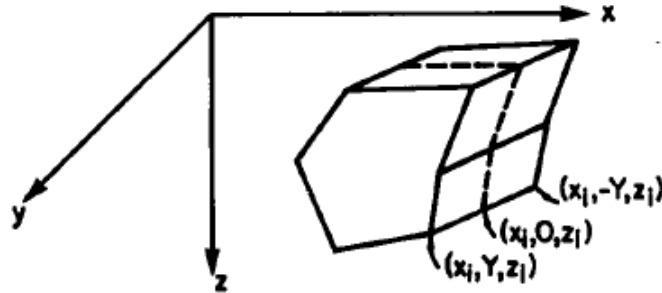


Figura 4.2: Ejemplo de cuerpo en 2,5D (Shuey y Pasquale 1973). El cuerpo es de extensión limitada y simétrico respecto a la coordenada Y.

Los perfiles elegidos para modelar son 3 y pasan por zonas donde la grilla es controlada por puntos de medición y existen anomalías de interés geológico. Los perfiles para modelar se muestran sobre la grilla de segunda derivada vertical (las anomalías de interés) y sobre el mosaico Landsat ETM+ (figura 4.3, tabla 4.2). Dos de los perfiles elegidos a modelar coinciden con los que fueron publicados por Lindsay et al., (2001a) y permiten determinar si ese modelo es consistente con la información gravimétrica de este estudio. Las densidades elegidas en la modelación son las que midió Pavez (2005) y se muestran en el cuadro 4.3.

Perfil	Coordenada 1	Coordenada 2
NE-SW	651420 - 7381351	672334 - 7454094
W-E	588971 - 7436850	700490 - 7424016
NW-SE	642065 - 7456216	686703 - 7415588

Cuadro 4.2: Coordenadas de los perfiles modelados, en el elipsoide de referencia WGS84, con proyección UTM 19S.

Unidad	Rango de densidades (g/cm ³)
Atana	1,8 - 2,0
Plutones	2,5 - 2,8
Mesozoico	2,1 - 2,2
Paleozoico	2,4 - 2,6

Cuadro 4.3: Densidades usadas en la modelación directa (Pavez 2005).

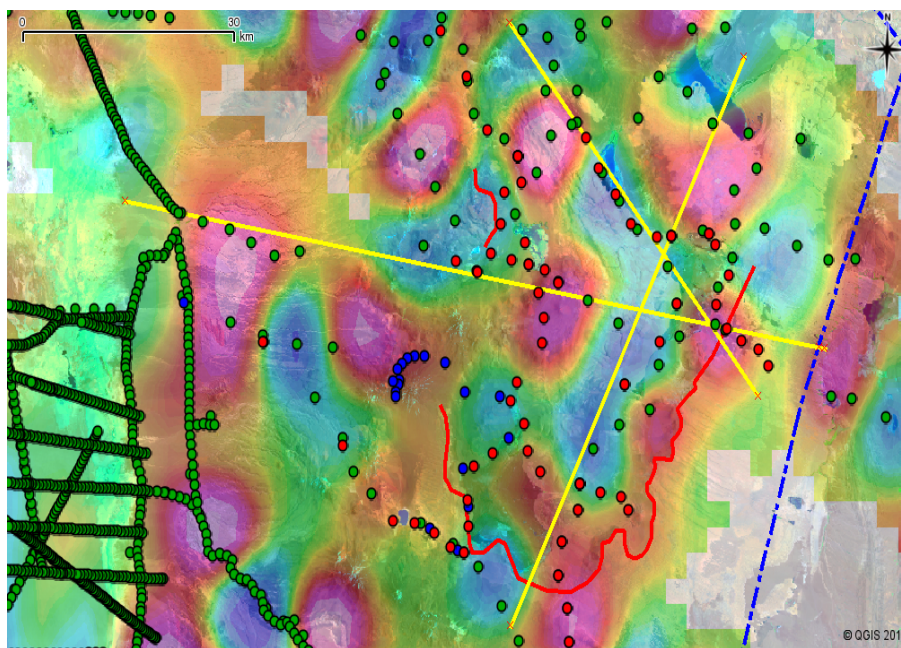


Figura 4.3: Perfiles a modelar sobre la grilla de segunda derivada vertical y el mosaico Landsat con las estaciones de gravedad.

Los perfiles gravimétricos que se muestran a continuación son los modelos resultantes. En la parte inferior de las figuras 4.4, 4.6 y 4.8, se muestra la geometría poligonal modelada. En la parte central de dichos gráficos se muestra la anomalía residual (curvas negra con cruces) sobrepuesta a la respuesta directa del modelo usando dicha geometría poligonal (curva azul). En la parte superior de las figuras anteriores, se muestra el residuo o la diferencia entre las dos curvas. Cuando el calce es perfecto, esta diferencia es cero. Esta última condición es necesaria pero no suficiente para la veracidad del modelo: las soluciones en gravedad no son únicas (teorema de la capa equivalente de Green), por lo que no necesariamente tienen sentido geológico.

4.2.1. Perfil NE-SW

El primer perfil (figura 4.4) se hizo pasar entre el salar de Aguas Calientes y el salar de Quisquiro, con el objetivo de que atravesase por el sector en el que la anomalía residual es más negativa.

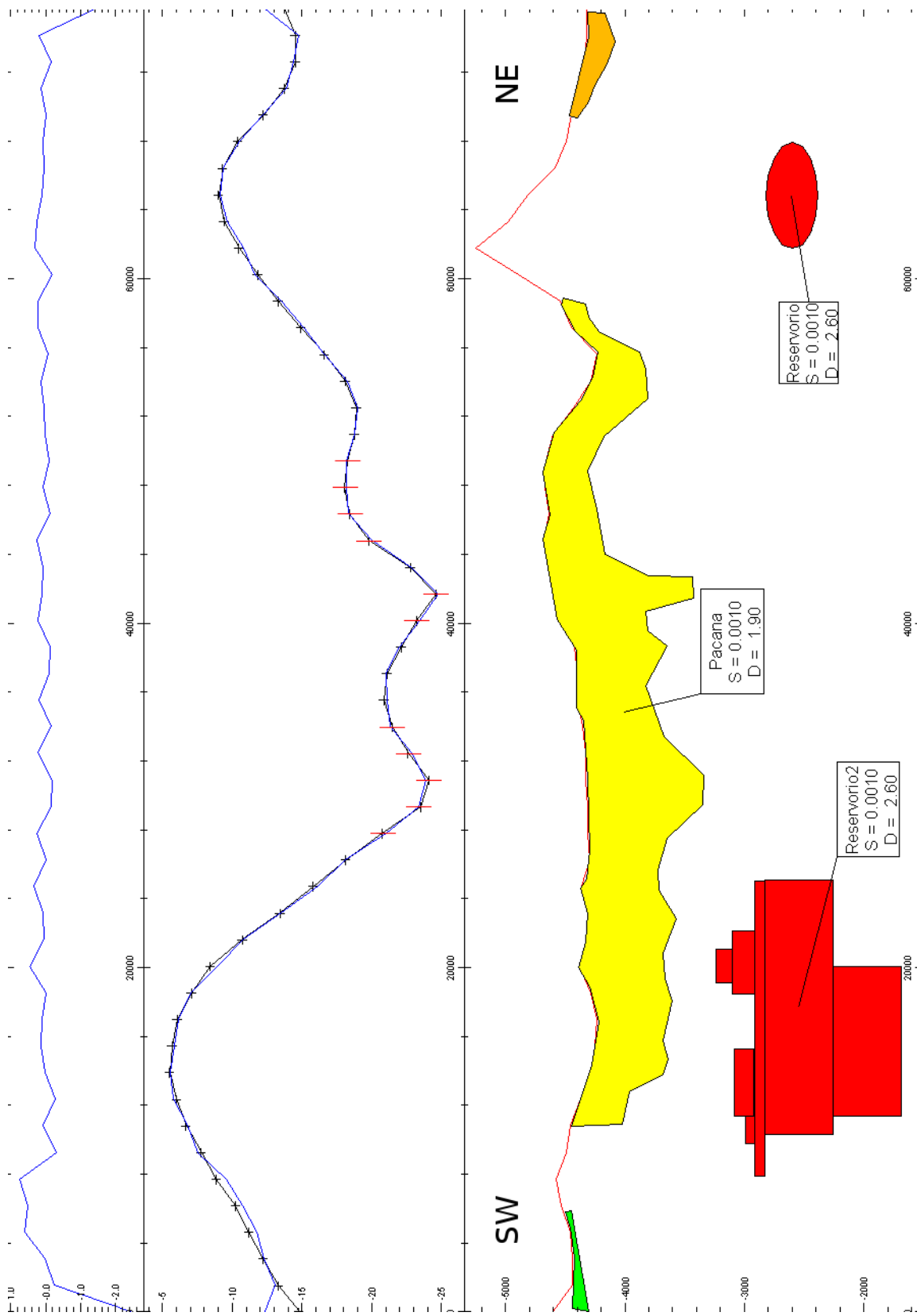


Figura 4.4: Modelo de bloques que resulta de la modelación directa del perfil NE-SW. Las densidades usadas en cada cuerpo se indican al lado de la letra D en cada cuadro.

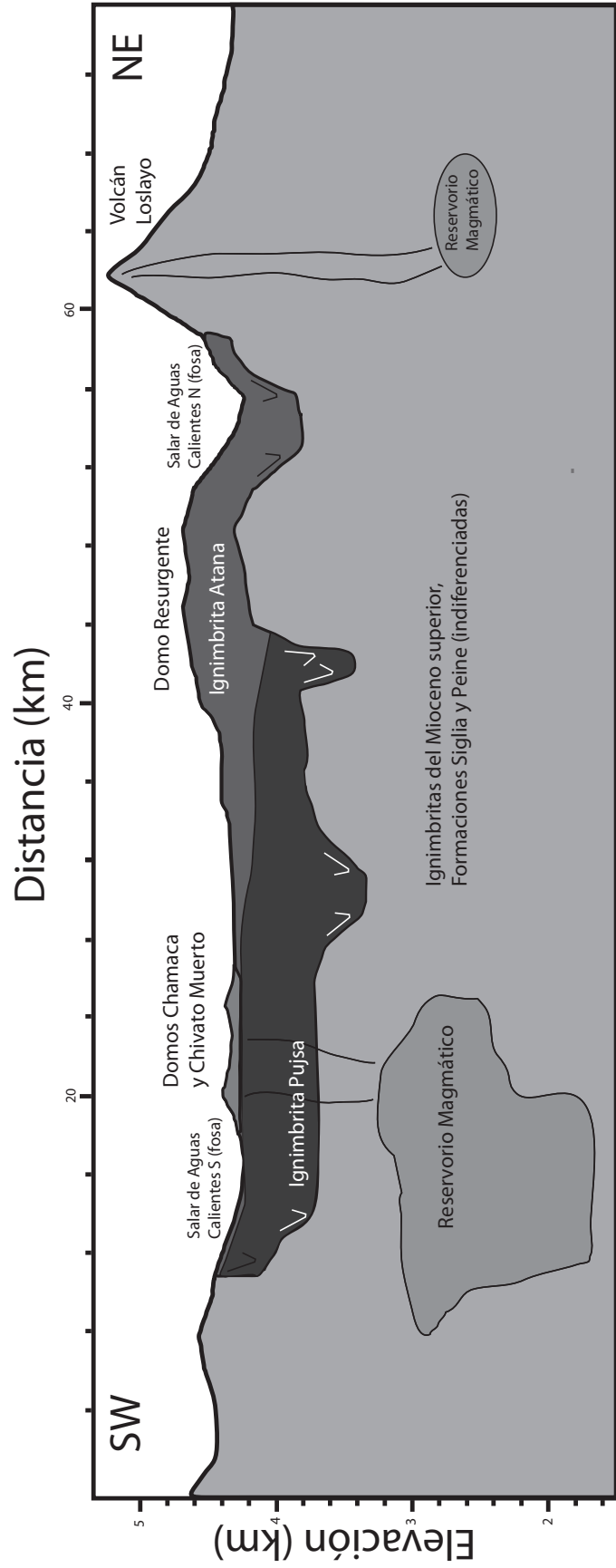


Figura 4.5: Interpretación geológica del modelo de bloques del perfil gravimétrico NE-SW.

La señal gravimétrica es siempre negativa, pero alcanza máximos relativos en la parte S del Salar de Aguas Calientes (-5 mGal) y en el volcán Loslayo (-10 mGal), mientras que los valores mínimos se alcanzan en la parte E del domo resurgente, llegando a -24 mGal. La geometría que reproduce la señal medida está formada por 5 cuerpos, dos de los cuales corresponden a altos relativos de gravedad respecto al valor promedio, interpretados como raíces volcánicas; dos cuerpos de baja densidad, uno de los cuales es el relleno de la caldera La Pacana (cuyos límites coinciden con los bordes topográficos de ésta) y el otro cuerpo, otra posible caldera, y un quinto cuerpo que se usa para ajustar la señal y que representa el relleno de poca densidad de la ignimbrita Atana, cuyo espesor es coherente con el de sus facies extracaldera (Gardeweg y Ramírez 1987). La diferencia de densidad usada para modelar el relleno de La Pacana es de $-0,35 \text{ g/cm}^3$, valor que también ha sido usado en estudios de otras calderas (Davy y Caldwell 1998). Las zonas blancas corresponden a cuerpos que tienen la misma densidad que la que se usó en el cálculo de la anomalía residual de Bouguer, es decir, $2,25 \text{ g/cm}^3$, por lo que no son observados en los perfiles, elemento común a todos las secciones modeladas.

El perfil indica que el relleno ignimbrítico dentro de las calderas es asimétrico, con 0,6 km aproximadamente en su parte SW y 1,3 km en su parte más profunda, observándose variaciones fuertes bajo el domo resurgente. El error en los datos en la parte más profunda de La Pacana es de 4 mGal (barras rojas en la figura 4.4, ya que en esas zonas la grilla fue construida con los datos del proyecto SFB267, lo que al ser trasapasadado a metros mediante una corrección de Bouguer equivale a un error de 272 m en la estimación de la profundidad. Debido a la interpretación propuesta por Pavez et al., (2008) respecto a la presencia de calderas anidadas dentro de La Pacana, la parte más profunda del cuerpo amarillo de la figura 4.4 es identificada como parte de la caldera Pujsa, la cual no aflora en superficie y aparece separada de la caldera La Pacana en la figura 4.5. Los bordes de las calderas Pujsa y La Pacana están limitados por zonas de fallas, los cuales permiten acomodar el espacio de la deformación y cuyo sentido de desplazamiento se indica por las flechas negras (figura 4.5). El ángulo de las fallas es variable, ya que en la parte SW de La Pacana, éstas son casi

subverticales; en el NE son de bajo ángulo, mientras que en la parte central, las fallas son a la vez de alto y bajo ángulo. Por otra parte, la figura 4.5 propone que bajo las dos calderas hay plutones con geometrías de diques y filones cuyos techos están a profundidades de entre 1 y 2 km de la superficie, los cuales alimentan a domos y volcanes post caldera. La forma de estos cuerpos fue modelada usando polígonos regulares como elipsoides y prismas, los que respetan el ancho de banda de la señal y cuyas combinaciones dan origen a geometrías más complejas. Finalmente, no es posible reconocer los contactos entre las distintas unidades del basamento de La Pacana, por lo que éstas se muestran como indiferenciadas en la figura 4.5.

Los elementos indicados anteriormente serán explicados en detalle en la discusión.

4.2.2. Perfil WE

El segundo perfil (figura 4.6) es de dirección aproximada WE, desde el Salar de Atacama, al W de La Pacana, hasta el sector de Pampa Mucar, ubicado al E de La Pacana; y cuya traza es aproximadamente paralela a uno de los perfiles publicados por Lindsay et al., (2001a).

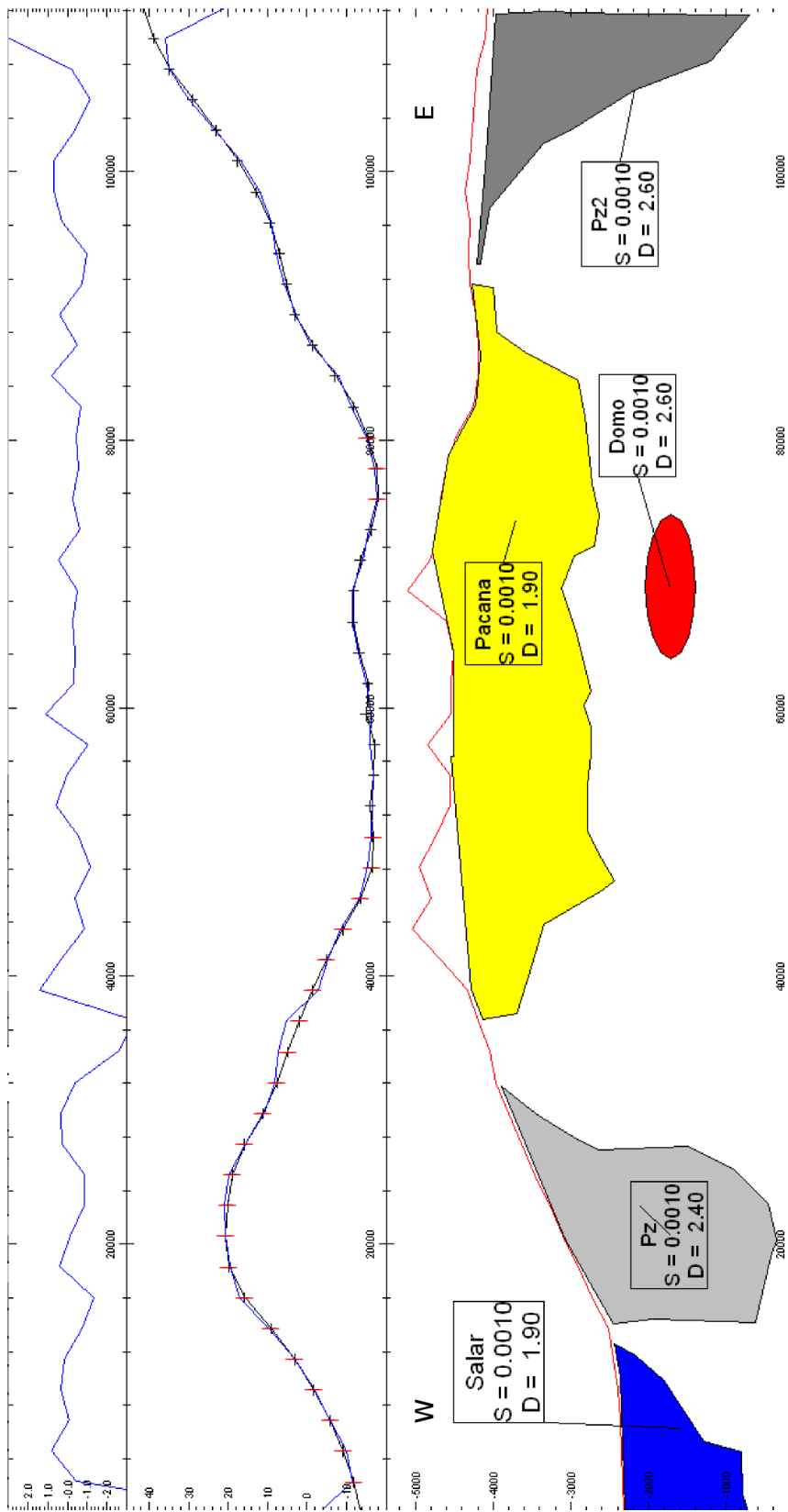


Figura 4.6: Modelo de bloques que resulta de la modelación directa del perfil W-E. Las densidades usadas en cada cuerpo se indican al lado de la letra D en cada cuadro.

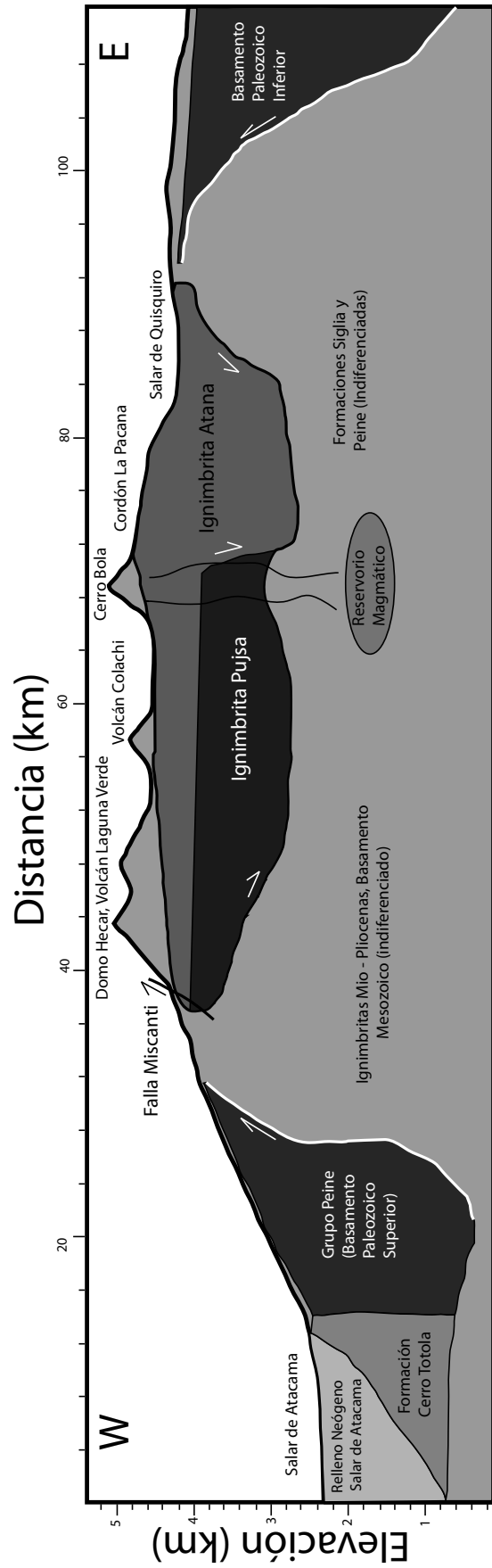


Figura 4.7: Interpretación geológica del modelo de bloques del perfil gravimétrico W-E.

El perfil muestra valores máximos en los bordes y mínimos en el centro. Los máximos se ubican sobre el basamento paleozoico en el bloque de Peine (20 mGal) y en la frontera con Argentina (40 mGal), mientras que los mínimos se ubican bajo el domo resurgente y la caldera La Pacana (-12 mGal). Debido a que el perfil involucra al basamento Paleozoico y Mesozoico, la geometría es más compleja. Por esto, el modelo geológico incorpora información sobre las unidades volcánicas que fueron corregidas en la corrección topográfica y sobre unidades del basamento cretácico, las que no aparecen en el modelo geofísico (volcanes, domo y la Formación Cerro Totola en la figura 4.7).

La parte W del perfil da cuenta del relleno de la parte E de la cuenca del Salar de Atacama. El primer cuerpo modelado representa probablemente al relleno neógeno de éste o a la Formación Naranja de Mpodozis et al., (2005) y Arriagada et al., (2006). El segundo cuerpo representa el bloque de Peine que es el que produce el alto gravitatorio. Entre estos dos cuerpos, se ubica la Formación Cerro Totola, la cual fue incluida en el modelo geológico para hacer coherente los resultados de este estudio con los perfiles sísmicos interpretados por Arriagada et al., (2006) (figura 2.29), por lo que se trata de una correlación basada en la geometría de los estratos. El cuerpo siguiente representa el bloque paleozoico de Peine, el cual se interpreta que está siendo levantado por una falla inversa de alto ángulo con una geometría de flat - rampa - flat (similar al modelo propuesto por Pavez 2005, figura 4.7), la que lo pone en contacto con ignimbritas neógenas. Esta falla es del mismo sistema de fallas que la Miscanti, la cual no se observa en la gravimetría (ver discusión)

La parte central del perfil está compuesta por el relleno de las calderas La Pacana y Pujsa, cuyo contacto vertical no es posible determinar en forma exacta debido a las razones expuestas en el perfil anterior. Independiente de lo anterior, en esta dirección, el relleno de ambas calderas es de aproximadamente 1700 m. Debido a la presencia de calderas anidadas, la ignimbrita Atana corta a la ignimbrita Pujsa bajo el cordón La Pacana en la figura 4.7. En esa zona, el alto de gravedad relativo que se observa bajo el cordón La Pacana, se explica

por la presencia de una raíz volcánica, que al parecer es la que alimenta al domo postcaldera del Cerro Bola. Al igual que en el perfil NE-SW, los bordes de la caldera La Pacana estarían limitados por fallas inversas. Sin embargo, un punto de discrepancia considerable aparece al comparar el punto de intersección de este perfil con el anterior, existen discrepancias sobre los rellenos de la caldera La Pacana, punto que se discutirá al final del capítulo.

El bloque Paleozoico al E de La Pacana fue constreñido con los datos de sondajes de Opa-zo (2009), en los cuales el techo de éste aparece aproximadamente a 150 m de profundidad. Sin embargo, como esos datos llegan hasta 250 m de profundidad y no hay información de sondajes a mayores profundidades, la geometría modelada no se considera totalmente representativa y sólo busca ajustar la señal. Pese a esto, puede observarse una delgada lámina de basamento que es la que produce la señal de los Estratos de Quisquiro, la cual es parte de un bloque mucho más profundo y denso, el que estaría siendo alzado por una falla inversa de alto ángulo, con geometrías de flat - rampa - flat (figura 4.7). Al igual que en el perfil anterior, la modelación gravimétrica no permite distinguir el basamento bajo las ignimbritas Pujsa y Atana, por lo que se interpreta que dentro de él, están presentes las ignimbritas del Mioceno Superior y el basamento Mesozoico, cuyos contactos se indican como indiferenciados en la figura 4.7.

Las discusiones sobre la estructura del basamento se explicarán en el capítulo siguiente.

4.2.3. Perfil NW-SE

El tercer perfil (figura 4.8 se trazó en dirección NNW-SSE por la parte N de La Pacana, atravesando el domo resurgente y la fosa en el sector del Salar de Quisquiro.

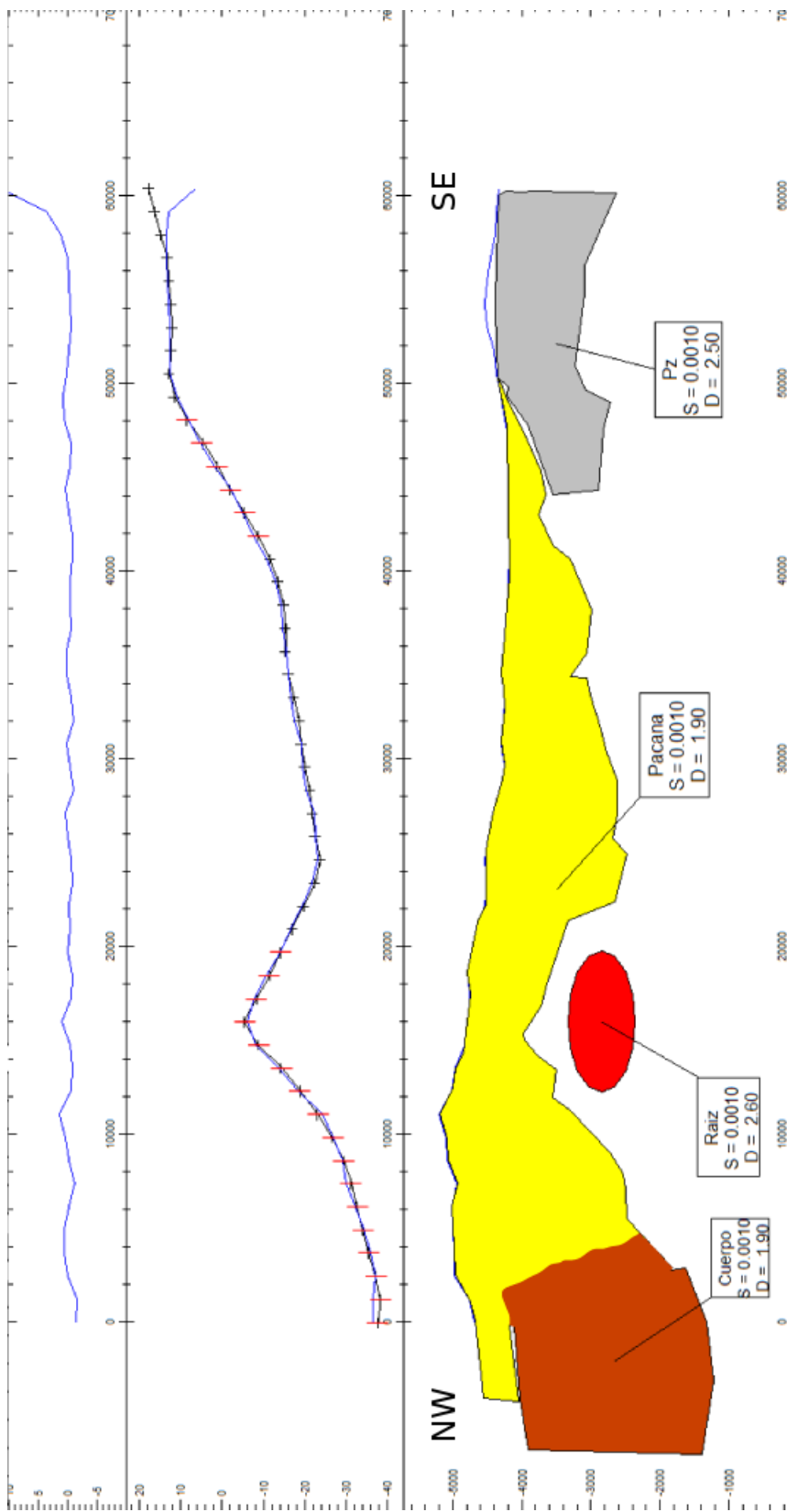


Figura 4.8: Modelo de bloques que resulta de la modelación directa del perfil NW-SE. Las densidades usadas en cada cuerpo se indican al lado de la letra D en cada cuadro.

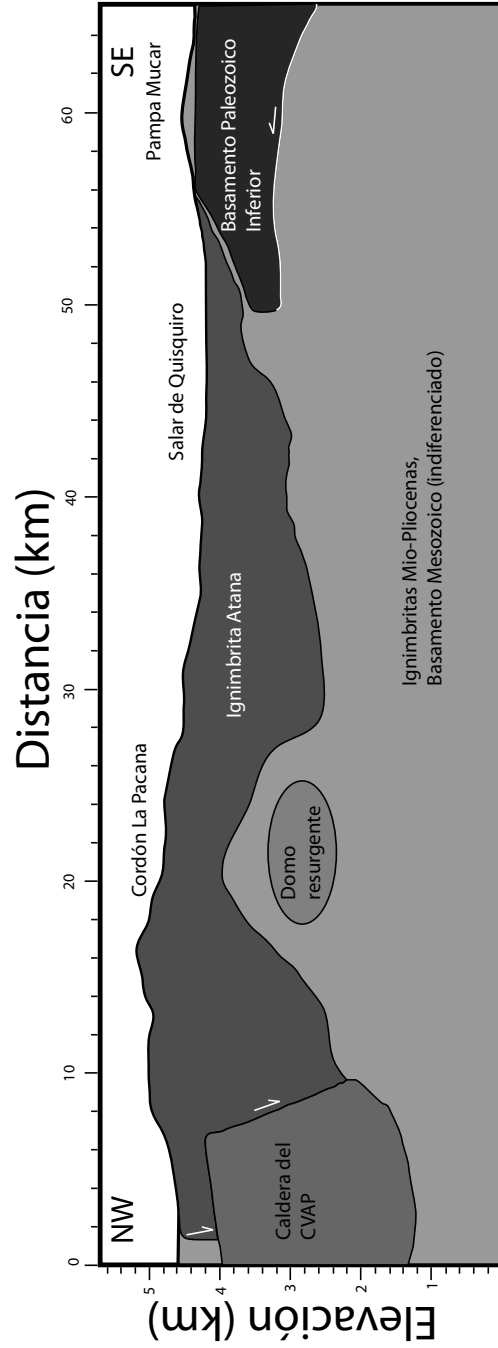


Figura 4.9: Interpretación geológica del modelo de bloques del perfil gravimétrico NW-SE.

La curva de gravedad alcanza un máximo en el SE, donde llega a 18 mGal, y luego baja hasta alcanzar -40 mGal en la parte NW. Sin embargo, en la parte central del perfil, se observa un máximo local que llega a -6 mGal. En este perfil, se usaron 5 cuerpos (figura 4.8), los cuales corresponden a uno que representa el relleno de la caldera La Pacana, otro que correspondería a una raíz volcánica, un cuerpo que representaría el basamento paleozoico y una posible caldera o cuenca no reconocida previamente. El espesor de la ignimbrita Atana dentro de la caldera La Pacana aumenta desde el SE hacia el NW, llegando a un máximo de 3 km aproximadamente, cuyo límite se ubica en la zona donde el domo resurgente baja su elevación, dato coherente con el mapa de segunda derivada vertical (figura 3.32). La raíz volcánica es la que produce el máximo local de la anomalía residual, y además coincide con la zona en la que la elevación del cordón La Pacana es mayor (figura 4.9), por lo que ese cuerpo podría ser el responsable de la mayor elevación del domo resurgente en esa zona. El cuerpo denso que representa al basamento paleozoico (los Estratos de Quisquiro de Gardeweg y Ramírez 1985, ver capítulo 2) en el sector del Salar de Quisquiro tiene los mismos problemas para ser constreñido geológicamente que el del perfil 4.6, por la ausencia de perfiles y de sondajes. Sin embargo, el basamento paleozoico se muestra mucho más potente que en el perfil 4.6, debido a que en éste, la traza del perfil pasa por la zona en la cual la señal es de mayor amplitud. Finalmente, bajo el posible relleno de la caldera La Pacana, se observa un cuerpo poco denso que baja la amplitud de la señal hasta casi -40 mGal. Este cuerpo no aparece en las figuras 4.6 y 4.4, y que por la falta de control geológico sobre su geometría, su origen es especulativo y podría corresponder a otra caldera o una cuenca sedimentaria del paleo relieve del APVC.

4.2.4. Limitaciones de la modelación

Lo más limitante de la modelación 2,5D es el hecho de que las profundidades de los cuerpos modelados en los perfiles no son iguales en los puntos de intersección. La diferencia de profundidades para el posible relleno de la caldera La Pacana es de 600 m, pese a que se intentaron múltiples soluciones para corregir este efecto, como por ejemplo, que las dimensiones de los

cuerpos en dirección perpendicular a los perfiles fueran las mismas. La primera explicación es que debido a la poca resolución de la grilla usada (espaciado de 3 km con puntos cada 5 km,) los cuerpos modelados no son representados completamente, es decir, es imposible poder resolver en forma exacta la geometría de cuerpos con dimensiones más pequeñas que el intervalo de muestreo, generándose un problema de aliasing. La segunda explicación es que ambos perfiles tienen distintas cantidades de cuerpos y eso va a incidir directamente en la modelación, ya que por el principio de superposición en teoría de potencial, la atracción gravitatoria en cada punto va a estar dada por la suma de todos los cuerpos que tienen un campo gravitatorio. Como cada perfil tiene distinta cantidad de cuerpos, la suma neta que se obtiene en la intersección de estos es distinta, por lo que no necesariamente habrá calce en esas zonas. De esta forma, descalces como los observados son limitaciones inherentes a la modelación en 2,5 D, problema que se ha observado en otras publicaciones de gravimetría volcánica (Malengreau et al., 1999). Una forma de solucionar este problema es mediante la adquisición de más estaciones gravimétricas con un menor espaciado, lo que permite construir una grilla más densa. Además, una modelación o inversión en tres dimensiones sobre una grilla mucho más densa eliminaría totalmente los descalces en los perfiles.

Capítulo 5

Discusiones

Los mapas y perfiles de las anomalías gravimétricas permiten responder las siguiente interrogantes.

5.1. Espesor del relleno de las calderas La Pacana y Pujsa: evidencia de la presencia de calderas anidadas

El estudio de Gardeweg y Ramírez (1987) propuso que el espesor de la caldera La Pacana es de alrededor de 1 km de profundidad, mientras que Lindsay et al., (2001a) propusieron que este llega a 2 km en su parte S. Como se vio en el capítulo anterior, los espesores máximos modelados en los perfiles SW-NE y WE varían entre 1,3 y 2 km, debido a las limitaciones inherentes al modelado en 2,5D. El perfil que contiene el valor real es el NE-SW (figura 5.3), ya que bajo el salar de Aguas Calientes, el espesor de las ignimbritas es del orden de 0,6 km, cifra corroborada por datos de sondajes en esa zona (Moyra Gardeweg, comunicación personal), en la cual el basamento Mesozoico (Formación Siglia) aparece a esa profundidad. Así, el espesor promedio de las ignimbritas que rellenan a la caldera La Pacana variaría entre 1 y 1,3 km, que corresponde a la anomalía Z2 de en la figura 5.1. El espesor disminuye su valor hacia los bordes, para llegar a 0,6 km, lo que sería resultado de un colapso asimétrico y que

está de acuerdo con el estudio de Gardeweg y Ramírez (1987). Asociado a esto, variaciones de facies dentro de la ignimbrita Atana apoyan las cifras calculadas con los modelos de este estudio (Steve Self, comunicación personal). De esta forma, la geometría de colapso y los volúmenes calculados por Lindsay et al., (2001a) no son compatibles con los resultados de este estudio.

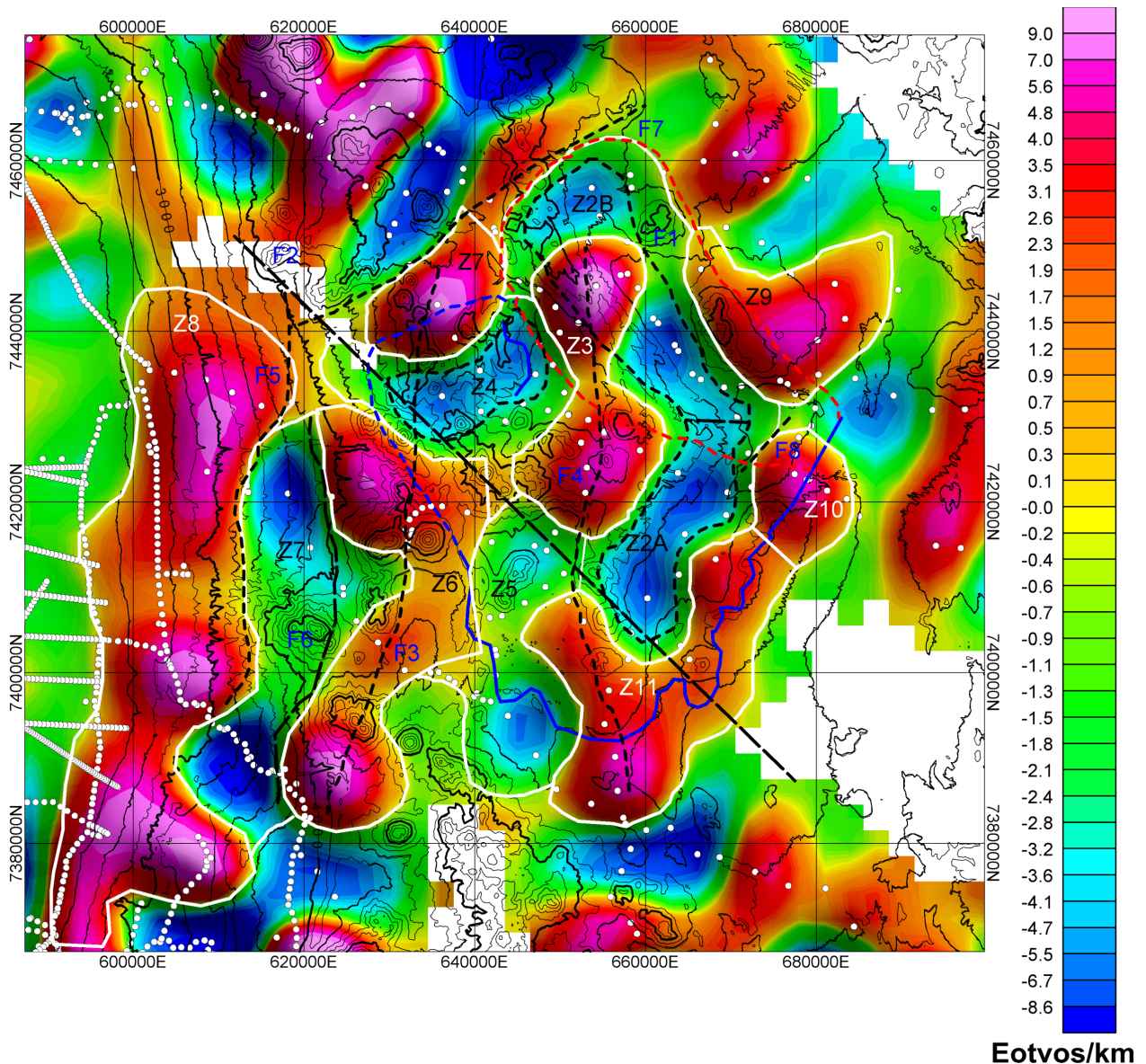


Figura 5.1: Anomalías de interés e interpretación estructural sobre la segunda derivada vertical. Las líneas blancas son anomalías de interés, las líneas negras segmentadas corresponden a fallas, las líneas segmentadas azul y roja corresponden a los límites de las calderas Pujsa y Atana respectivamente, y la línea azul es el borde topográfico de la caldera Pujsa.

La presencia de calderas anidadas dentro de La Pacana cambia la interpretación respecto

a los espesores de las facies intra caldera de las ignimbritas Atana y Pujsa, la cual es una hipótesis que se apoya del análisis de la estratigrafía de La Pacana en el sector del Salar de Quisquiro (Pavez et al., 2008). En esa zona, el domo Morro Negro está muy erosionado y corta a la parte S del cordón La Pacana, el cual sería más reciente que el primero, mientras que la parte superior del cordón es más joven al ubicarse en un nivel estratigráficamente mayor, ya que corresponde a la ignimbrita Atana (Gardeweg y Ramírez 1987) (figuras 2.19 y 2.20). Lo anterior, sumado a la presencia de los domos pre caldera Arenoso, Chamaca y Chivato Muerto, sugiere que el sector S de La Pacana es más viejo que la parte N, al haber unidades más viejas que la ignimbrita Atana dentro de lo que es la caldera. Así, el cordón La Pacana no correspondería a una sola unidad geológica, sino que estaría compuesto al menos por las ignimbritas Pujsa, Toconao y Atana (Pavez et al., 2008). Más aún, el hecho de que el domo resurgente tenga una parte N orientada en dirección NW, y una parte S en dirección NE, sugeriría que lo que sería propiamente La Pacana sería sólo la zona N de la caldera ya mapeada, por lo que la ignimbrita Atana provendría de esa zona. Así, el sector N de la caldera La Pacana de Gardeweg y Ramírez (1987), donde el domo resurgente es de dirección NW-SE, sería la fuente de la ignimbrita Atana, mientras que la parte S, donde el domo resurgente es de dirección NE-SW, correspondería a la caldera Pujsa de Pavez et al., (2008), la cual estaría cubierta por la ignimbrita Atana. El punto anterior se muestra en la figura 5.1, en la cual se delimita con una línea azul segmentada el borde sugerido de la caldera Pujsa, mientras que la línea roja segmentada corresponde al borde sugerido de la caldera La Pacana. El sector en el cual la caldera La Pacana corta y ésta sobre la caldera Pujsa se muestra en la figura 5.2.

Así, los espesores de las calderas la Pacana y Pujsa son diferentes. Debido a que los domos Arenoso, Chamaca y Chivato Muerto son más viejos que la ignimbrita Atana, el relleno bajo el Salar de Aguas Calientes corresponde casi en su totalidad a la ignimbrita Pujsa (excepto una pequeña cobertura superficial de la ignimbrita Atana), la cual tiene un espesor de entre 0,6 y 0,9 km al SE del cordón La Pacana, mientras que el espesor de ignimbritas dentro de la caldera La Pacana llega a 3 km en su parte N (figura 5.4). De esta forma, el borde topográfico

expuesto en la parte S de la caldera La Pacana de Gardeweg y Ramírez (1987) corresponde al borde de la caldera Pujsa. El borde topográfico de la caldera La Pacana, según la redefinición hecha en este estudio, se encuentra tapado por unidades volcánicas más jóvenes.

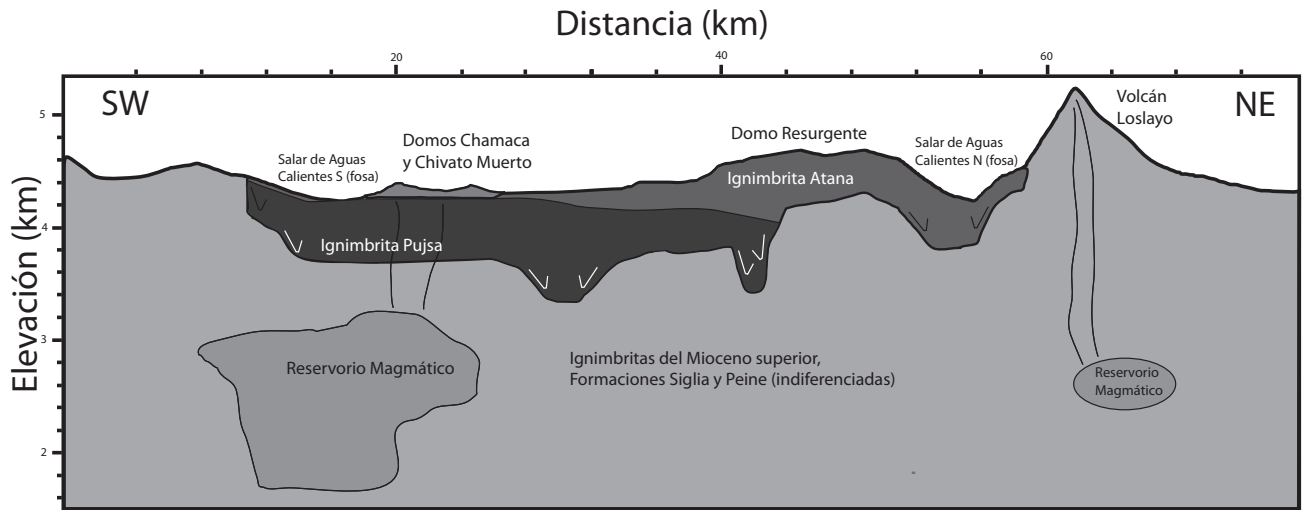


Figura 5.2: Modelo geológico del perfil gravimétrico E-W.

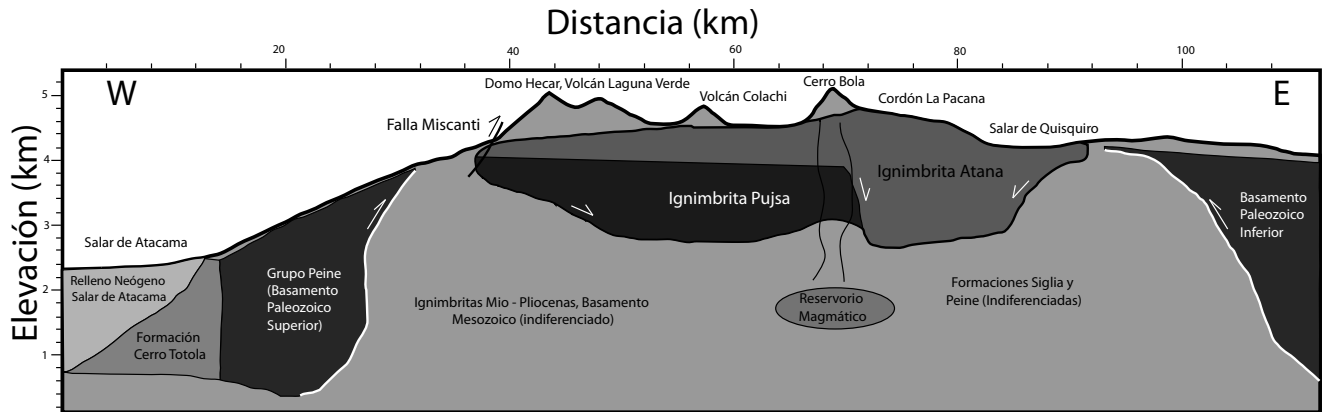


Figura 5.3: Modelo geológico del perfil gravimétrico NE-SW.

Además, las anomalías negativas sugieren la presencia de otras calderas. La parte S de la anomalía Z7 podría corresponder a la caldera Lánquir que ha sido sugerida por Breitzkreuz (1995). Sin embargo, es necesario realizar una modelación directa en esa zona para verificar que las densidades que reproducen la señal gravimétrica son las del relleno de una caldera o las del basamento Mesozoico. Esto último se realizó sobre la parte S de la anomalía Z5 en el perfil NE-SW, donde la densidad es la misma que la que se usó en La Pacana, por lo que

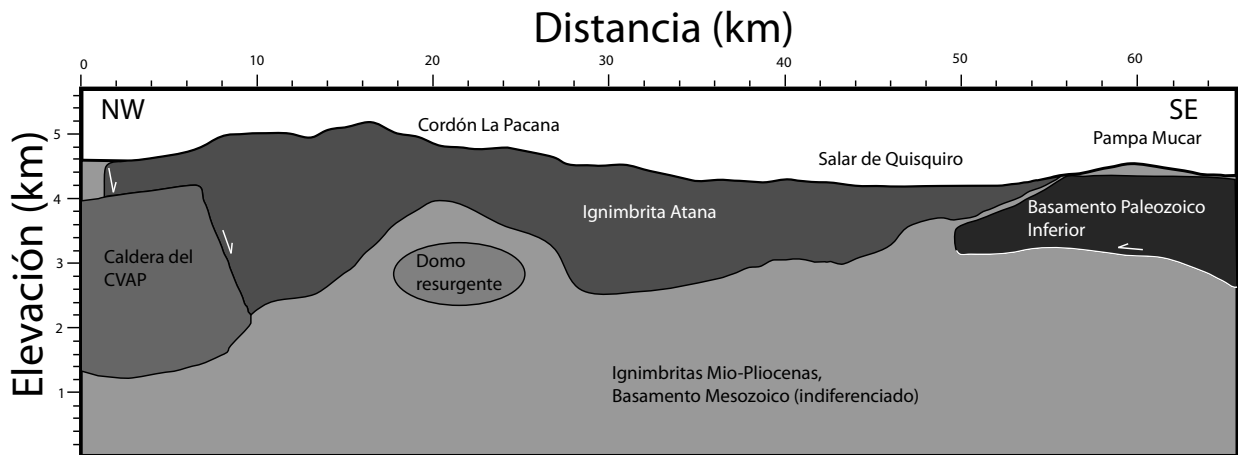


Figura 5.4: Modelo geológico del perfil gravimétrico NW-SE.

esta anomalía correspondería a otra caldera.

de Silva et al., (2006) propusieron una interpretación alternativa para la misma anomalía negativa que se estudia en este trabajo, pero usando solamente los datos regionales de Schmidt y Götze (2006) sin reprocesar. Según esos autores, la señal negativa correspondería al APMB (Zandt et al., 2003), modelo que no es coherente con los resultados de este trabajo. Además, los resultados de la modelación directa sobre una grilla más densa que la de Schmidt y Götze no muestran cuerpos a profundidades mayores a 5 km. Por otra parte, una distancia de 17 km sobre un cuerpo funciona como un análogo a un filtro de continuación hacia arriba, por lo que señales a esa profundidad se observan muy atenuadas en superficie. Una opción para la detección de ese cuerpo es realizar la modelación directa sobre la grilla de anomalía de Bouguer, en la cual no se ha corregido el efecto de las estructuras litosféricas profundas. Prezzi et al., (2009), con una grilla más regional que la de este estudio, muestran en la grilla de anomalía de Bouguer completa una señal negativa con una amplitud de hasta -500 mGal en la misma zona en que está el APMB, por lo que para poder observar este cuerpo, es necesario modelar esa anomalía, la cual contiene información de estructuras más profundas.

5.2. Delimitación de los límites de las calderas La Pacana y Pujsa

La figura 5.1 muestra en líneas segmentadas rojas y azul los límites de las calderas La Pacana y Pujsa respectivamente. En el caso de la caldera Pujsa, ésta está compuesta por las anomalías Z2A, Z4 y Z5, las cuales permiten delimitar su borde externo. Así, sus límites SE y S corresponden al borde topográfico de la antigua caldera La Pacana de Gardeweg y Ramírez (1987). El límite NW es paralelo a los bordes de la anomalía Z4, al W del Salar de Pujsa, mientras que el límite N no es posible determinarlo en forma exacta, al estar cortado por la caldera La Pacana. Sin embargo, se puede deducir que va desde la parte N del Salar de Pujsa (anomalía Z4) hasta el eje del cordón La Pacana, que es en donde se separan las dos calderas. Por otra parte, los bordes de la caldera La Pacana no se observan al estar cubiertos por unidades más jóvenes, pero se pueden delimitar en su parte W, N y NW por el límite externo de la anomalía Z2A, la cual pasa por los volcanes Huaylitas y Guayaques en los sector NE y N respectivamente, llegando a la frontera con Bolivia, mientras que su borde S corta a la caldera Pujsa.

5.3. Mecanismos de colapso de las calderas Pujsa y La Pacana

Debido a las diferentes formas de la señal gravimétrica dentro de las calderas Pujsa y Atana, se proponen mecanismos de colapso distintos para las dos calderas. En el caso de la caldera Pujsa, Lindsay et al., (2001a) había propuesto que el mecanismo de colapso era por una geometría de trap door, debido a la presencia de un borde topográfico marcado en la parte S de la antigua caldera La Pacana, y que no se observa en su parte N, con un espesor de ignimbritas que llegaría hasta 2 km. La ausencia de una señal negativa de mayor amplitud en la parte S de la caldera Pujsa hace que ese modelo no sea compatible con los datos de estudio. Como contraparte, la presencia de las señales gravimétricas Z2A, Z4 y Z5 (de

diferente amplitud y ancho de banda) dentro de la caldera Pujsa, sugieren un mecanismo de colapso de piece meal, en el cual varios bloques caen en forma asimétrica separados por zonas de fallas (fallas F4 y F1 en la figura 5.1, Moore y Kokelaar 1998, Cole et al., 2005, anexo A). Sin embargo, la raíz volcánica Z3 está sobrepuesta al conjunto de señales negativas, por lo que no se puede validar en forma total este modelo. En el caso de la caldera La Pacana, el colapso es por una mezcla entre un mecanismo de piecemeal tipo funnel (Cole et al., 2005, anexo A) con un trapdoor. El primer modelo se explica por la presencia de la anomalía Z2B en la figura 5.1, la cual muestra 2 bajos gravimétricos paralelos a la parte N del cordón La Pacana, mientras que el segundo modelo se valida con la anomalía R2 en la figura 3.19, ya que la señal se hace más negativa hacia el N, alcanzando un relleno de 3 km en esa zona (figura 5.4). La zona de bisagra (hinge zone) del modelo de trapdoor estaría en torno al eje que corta a las dos secciones del cordón La Pacana, mientras que el sector entre la anomalía Z2B y la falla F1 corresponde a una zona periférica de menor colapso.

El modelo original de Gardeweg y Ramírez (1987) plantea que la zona de colapso principal está alineada en torno al cordón La Pacana. Esto es parcialmente cierto, ya que la presencia de las anomalías Z2A y Z2B siguen la forma y son paralelas al anterior. Sin embargo, el modelo de dos calderas anidadas planteado en este estudio hace que el modelo de un colapso en torno al domo resurgente no sea completamente compatible con los datos de este estudio.

5.4. Déficit de masa y volumen eruptado

Uno de los puntos claves en los estudios de calderas es determinar el volumen del material dentro de ella para poder calcular el VEI de la erupción que las genera. En el caso de La Pacana, los estudios previos entregan resultados disímiles para su volumen, ya que suponen una geometría interna de la caldera. Gardeweg y Ramírez (1987) estiman el volumen en 900 km³ mientras que Lindsay et al., (2001a) calculan 2500 km³ (ver el capítulo 2). A diferencia de los trabajos anteriores, este estudio sugiere el uso del teorema de Gauss para el cálculo del déficit de masa y del volumen eruptado. Según el teorema (Hammer 1945, LaFehr 1965),

la masa asociada a una anomalía gravimétrica Δg medida sobre la superficie terrestre es:

$$\Delta M = \frac{1}{2\pi G} \int_{X-Y} \Delta g dS \quad (5.1)$$

La fórmula anterior se puede discretizar como:

$$\Delta M = \frac{1}{2\pi G} \sum g_i S_i \quad (5.2)$$

con g_i la anomalía residual en la celda S_i . La principal ventaja del teorema de Gauss es que no supone ninguna geometría para el cálculo de la masa y el volumen eruptado, pero presenta otros problemas, como que la separación del campo gravimétrico regional del local sea la correcta. Campos-Enríquez et al., (2005) sugieren usar una anomalía residual calculada sobre un regional lineal y con un espaciado pequeño, debido a que así se mantiene la señal de la caldera dentro de la anomalía residual. Según los mismos autores, si los datos tienen un error de 1 a 1,5 mGal, el error en el cálculo de la masa es menor del 5 % de ésta.

El cálculo del déficit de masa se realizó en una rutina de MATLAB escrita por el autor con la ecuación 5.2 sobre una grilla de anomalía residual de Bouguer (figura 5.5), cuyos límites son los bordes más al W, E, S y N de las calderas La Pacana y Pujsa (de acuerdo a la redefinición hecha en este estudio). El déficit de masa calculado para las calderas Pujsa y La Pacana combinadas es de $-1,23 * 10^{15}$ kg, lo que equivale a $-1,23 * 10^{12}$ toneladas. Debido a que la grilla abarca más que el área de la caldera, ésta debe ser reducida en un 20 %. Así, el déficit de masa de la caldera es de $-9,89 * 10^{11}$ ton. Para el cálculo del volumen, se usa una diferencia de densidades de -350 kg/m³ que es la diferencia entre la densidad del cálculo de la anomalía de Bouguer (2250 kg/m³) y la usada en la modelación de la caldera (1900 kg/m³). Así, el volumen calculado es de $2,827 * 10^{12}$ m³, lo que equivale a 2.827 km³, cifra mayor que los cálculos de Gardeweg y Ramírez (1987) y Lindsay et al., (2001a). A esta cifra se le debe añadir el volumen de la facie extra caldera de Atana, el cual varía entre 240 y 270 km³ según

Gardeweg y Ramírez (1987) y Lindsay et al., (2001a) respectivamente. Tomando un valor promedio de 255 km^3 , el volumen total erupcionado de La Pacana es de 3.082 km^3 . Este valor es similar al obtenido por de Silva y Gosnold (2007), quienes calcularon que el volumen total de las ignimbritas Pujsa, Toconao y Atana es mayor a 2.800 km^3 . De esta forma, el volumen de material contenido dentro de las calderas Pujsa y La Pacana es mayor que el de Yellowstone y Toba, siendo sólo superado por el de la caldera La Garita (Mason et al., 2004), por lo que sería la caldera con el segundo mayor volumen de material erupcionado de la cual hay registro geológico.

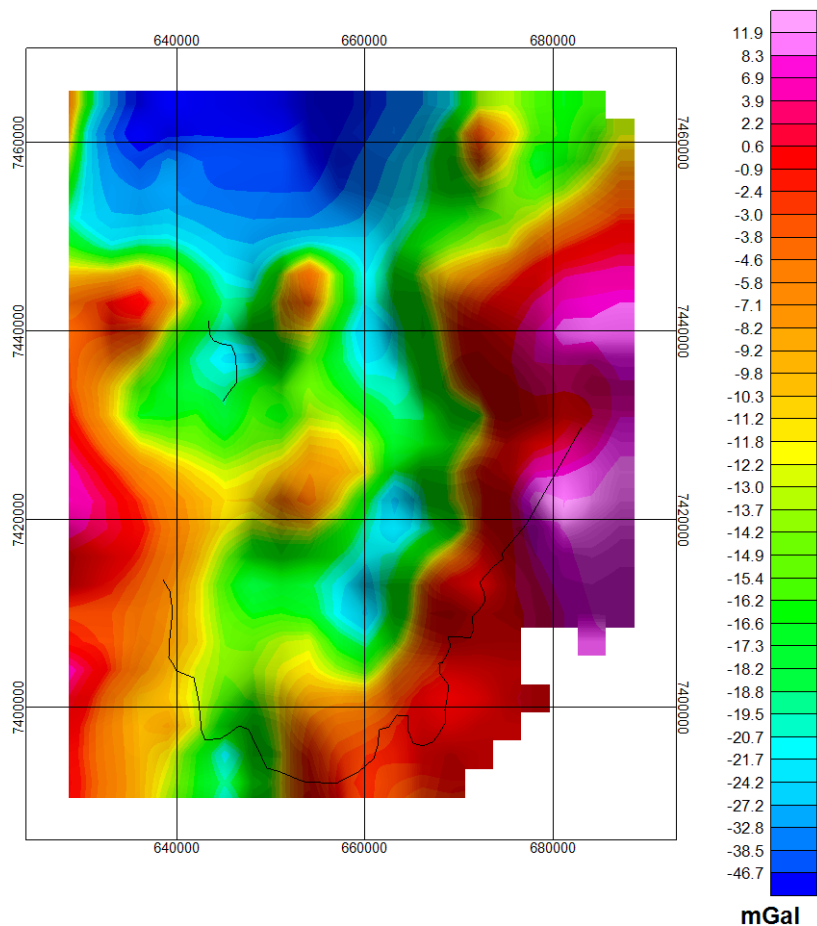


Figura 5.5: Grilla de anomalía residual de Bouguer usada en el cálculo del VEI. La línea negra es el borde topográfico de La Pacana.

El VEI asociado se calcula mediante la siguiente expresión (Pyle 1995, 2000 en Mason et al., 2004):

$$VEI = \log_{10}(m) - 7 \quad (5.3)$$

con m la masa de las ignimbritas asociadas a una caldera, la cual es una modificación de la escala de Newhall y Self (1982). Usando la expresión anterior, el VEI de las dos calderas es de 8. Así, la magnitud de las erupciones asociadas a Pujsa y La Pacana bajan desde 8,7 a 8, pero aún se mantienen como parte de las erupciones más grandes de las que haya registro geológico. Una razón por la que la magnitud de las erupciones de La Pacana y Pujsa bajan es porque en el trabajo de Mason et al., (2004) se usan densidades mayores (2,2 - 2,4 g/cm³) que la que se usó en este estudio (1,9 g/cm³) para el cálculo de la masa eruptada, por lo que esos valores podrían estar sobrerrepresentados.

La principal limitación que tiene este cálculo es que la superficie exacta que contiene a la caldera no es regular, por lo que tiene que ser aproximada mediante una estimación porcentual del área real, reduciendo el tamaño de la grilla. Sin embargo, al tomar un valor promedio se tiene el problema de que se asume que la grilla es regular, cuando en realidad no lo es, por lo que el valor final puede tener un sesgo al no haber escogido en forma más rigurosa qué sectores de la grilla son los que contienen a las anomalías asociadas a las calderas y cuales no.

5.5. Presencia de raíces volcánicas

Como las anomalías Z3, Z6, Z7, Z9 y Z11 se ubican debajo de volcanes y domos activos e inactivos se interpretan como raíces volcánicas y/o plutones. Esto está apoyado por la interpretación de anomalías positivas que se ha realizado en volcanes andesítico basálticos (Rymer y Brown 1986, Malengreau et al., 1999, Gudmundsson y Högnadóttir 2007). El espectro de energía radialmente ponderado (figura 3.22) indica que para cuerpos longitud de onda de 12 km ($k = 0,083 \text{ km}^{-1}$) el techo de estos cuerpos está a profundidades de 5 km, pero la modelación directa que reproduce el espesor de la caldera indicado por sondeos (Moyra

Gardeweg comunicación personal) indica que están entre 1 y 2 km de profundidad, por lo que se prefiere este resultado por sobre el del espectro de energía.

La definición de la geometría que se usa para modelar los plutones es un problema, debido a que la señal que generan debe ser compatible con la del relleno de la caldera. Para reducir los grados de libertad del sistema, se decidió asumir geometrías regulares para los plutones, cosa de variar la forma de la caldera. Las geometrías que se usaron son combinaciones de elipsoides y cuerpos tabulares que representan filones manto y diques respectivamente, pero que respetan la amplitud y longitud de onda de la señal gravimétrica. Es por esto que la forma que se presenta en los perfiles modelados no representa la verdadera geometría de estos cuerpos, sino que una simplificación. Ejemplos de lo anterior, es que cuando se tienen combinaciones de cuerpos que forman pequeños apófisis, estos representan zonas de escape de magma y en las cuales éste se acumula. La geometría del plutón ubicado en la parte SW del perfil NE-SW parece extraña, pero representa un dique ancho que termina en un filón manto y que además posee dos zonas de acumulación magmática. Geometrías de ese tipo se han propuesto para cuerpos intrusivos densos bajo volcanes activos en Islandia (Gudmundsson y Högnadóttir 2007).

A nivel estructural, los raíces volcánicas tienen una orientación NS, lo que es apoyado por la derivada horizontal en dirección X y el gradiente horizontal. Esto podría reforzar la hipótesis antes mencionada sobre algún tipo de control tectónico. En efecto, los plutones bajo los volcanes y domos Lejía, Salta, Láscar y Alitar (que corresponden a las anomalías Z6 y Z7) están ubicados sobre la traza de la falla Miscanti (falla F3 en la figura 5.1, González et al., 2009, ver Marco Geológico). En un análogo a esta estructura, se propone la presencia de otra falla (F4 en la figura 5.1) que también controla el emplazamiento de las raíces volcánicas de las anomalías Z3 y Z11,

5.6. Mecanismo de Resurgencia

La presencia de domos postcolapso es un elemento común dentro de calderas resurgentes (Cole et al., 2005). En el caso de grandes calderas activas como Long Valley y Campi Flegri se observan deformaciones superficiales interpretadas como intrusiones magmáticas, las cuales alzan y son la expresión profunda de los domos superficiales (Battaglia et al., 2008). La presencia del cordón La Pacana permite plantear la misma pregunta para La Pacana, ya que esta caldera es del mismo tamaño y tipo que las anteriores. Sin embargo, los estudios geodésicos que se han realizado en La Pacana (Pritchard y Simons 2002, Fournier et al., 2010) no muestran evidencias de deformación entre los años 1992 y 2009. A diferencia de los modelos de resurgencia de Acocella et al., (2001), los perfiles modelados no muestran ningún cuerpo de una longitud de onda similar a la del domo y que lo esté alzando, salvo en su parte NNW (figura 4.9) donde éste es más alto que en las otras zonas y en donde la segunda derivada vertical muestra un alto de gravedad, interpretado como una raíz volcánica.

Esta discrepancia puede ser explicada debido a que la gravimetría realizada en este estudio no tiene la resolución suficiente como para poder observar estos cuerpos, los cuales serían mucho más profundos. Una alternativa para la solución de este problema es calcular la deformación superficial que produce la expansión de una esfera con una sobrepresión ΔP desde una condición inicial puntual (figura 5.6), la que en primer orden reproduce el proceso de intrusión de un plutón esférico. Esto se hace mediante las ecuaciones de Mogi (1958), en el cual la deformación superficial radial u_r y vertical u_z están dadas por:

$$u_r = \frac{(1 - \nu)r^3 \Delta P}{G} \frac{f}{R^3} \quad (5.4)$$

$$u_z = \frac{(1 - \nu)r^3 \Delta P (-z)}{G} \frac{1}{R^3} \quad (5.5)$$

$$R = \sqrt{f^2 + z^2} \quad (5.6)$$

$$f = \sqrt{x^2 + y^2} \quad (5.7)$$

donde z es la profundidad al centro de la esfera (positiva hacia abajo), r el radio de ésta, ΔP la variación de sobrepresión, G es el módulo de cizalle (ambas en GPa) y ν es la razón de Poisson del medio. Los supuestos teóricos que hay en esta formulación son que el medio elástico es de Poisson (las constantes de Lamé λ y μ son iguales), la profundidad es importante respecto al radio de la esfera y que la topografía es plana. Esta última aproximación debe ser tratada con cuidado ya que puede producir errores de hasta un 50% (Cayol y Cornet 1998), por lo que estos autores argumentan que la profundidad del reservorio va desde el centro de éste hasta el cráter de un volcán. Pese a sus limitaciones teóricas producto de su simplicidad, este algoritmo se ha utilizado en forma exitosa en el cálculo de deformaciones volcánicas (Pavez et al., 2006, Rymer y Williams-Jones 2000, Battaglia et al., 2008, Williams-Jones et al., 2008). Al igual que con la modelación directa en gravedad, la familia de soluciones para el cálculo de Mogi es infinita, pero indica los órdenes de magnitud para los parámetros físicos del reservorio magmático que se quiere modelar.

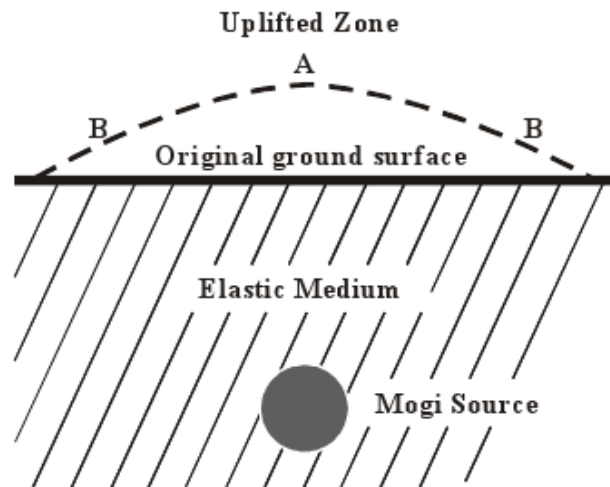


Figura 5.6: Aproximación de Mogi (1958) para un reservorio magmático. Si la profundidad es grande comparada con el radio, el reservorio se puede aproximar por la expansión de una fuente puntual. Tomado de Rymer y Williams-Jones (2000).

Debido a que en el reservorio magmático que aparece en el perfil NNW-SSE la profundidad del cuerpo no es mayor que el radio de éste, el método de Mogi no es aplicable en ese cuerpo. Sin embargo, si se puede calcular la deformación de cuerpos mucho más profundos que son los que estarían alzando todo el cordón La Pacana.

Para determinar la deformación superficial, se deben asignar distintos valores a los parámetros z , r , ν , ΔP y G . A ν se le asigna el valor 0,25 (valor estándar en las rocas, ΔP y G son tomados de Trasatti et al., (2005), quienes determinaron mediante una inversión que $G = 4$ GPa y $\Delta P = 80 - 160$ MPa para la caldera resurgente de Campi Flegri. Como la deformación no tiene una longitud de onda mayor a 8 km de ancho, el radio de la esfera debe ser menor a este valor. Trasatti et al., (2005) determinan que el radio de la esfera es de aproximadamente 1 km, por lo que se usarán valores de ese orden de magnitud. Así, sólo se varía la profundidad a la fuente para ajustar el modelo teórico a los datos.

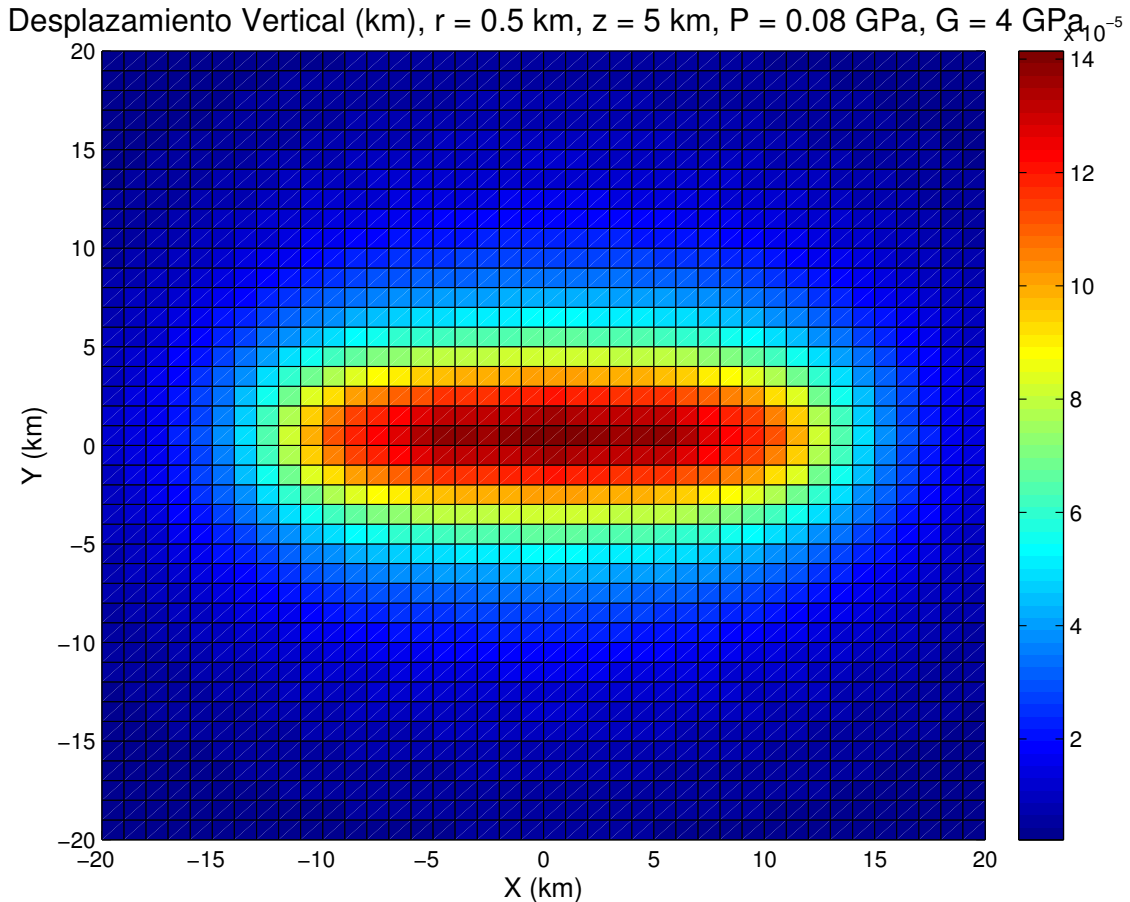


Figura 5.7: Desplazamiento vertical producido por cinco fuentes puntuales de Mogi (1958). Los parámetros del modelo se indican en el encabezado de la figura.

Se calcularon los desplazamiento superficiales producidos por cinco fuentes puntuales equiespaciadas cada 5 km, con el objetivo de reproducir la forma de uno de los brazos del

cordón La Pacana, cuya altura por sobre la fosa de la caldera es de 0,5 km aproximadamente. El primer resultado (figura 5.7) no es satisfactorio debido a que la sobrepresión es demasiado pequeña respecto del módulo de cizalle, con lo que la deformación superficial es de un máximo de 14 cm. Por lo tanto, es necesario cambiar los valores del modelo.

El segundo modelo (figura 5.8) fue calculado con $G = 2 \text{ GPa}$, $\Delta P = 60 \text{ GPa}$, $z = 8 \text{ km}$ y $r = 0,8 \text{ km}$, valores con los que se reproduce la amplitud de la deformación pero no la longitud de onda, ya que ésta es mayor que la de la topografía. Como lo que se busca es una estimación de primer orden para la profundidad del reservorio, se considera que el resultado del modelo es aceptable. De esta forma, el alzamiento del cordón La Pacana se estaría produciendo por la hinchazón de un reservorio a unos 8 km de profundidad, con lo que se resuelve el problema de la falta de resolución de la gravimetría. Por otra parte, pese a que las presiones necesarias para alzar al domo resurgente aumentan en 3 órdenes de magnitud, ese cambio da cuenta del cambio de escala temporal: en el estudio de Trasatti et al., (2005), la resurgencia es de 1,5 m en 2 años, mientras que en La Pacana es 500 m en 4 Ma. Así, el exceso de sobrepresión representa varias intrusiones en un periodo de 4 Ma y no un evento puntual y continuo de alzamiento.

Sin embargo, Mogi no da cuenta de la temporalidad de las intrusiones ni de la velocidad de éstas. La ausencia de deformaciones observadas por Pritchard y Simons (2002) y Fournier et al., (2010) permiten suponer que este objeto está inactivo o que tiene una dinámica más lenta que las que se pueden medir con InSAR, GPS o micro gravedad. Así, sigue siendo necesario realizar un estudio geodésico de detalle para calcular las tasas de resurgencia.

5.7. Control Tectónico

La forma asimétrica que forman en conjunto las calderas La Pacana y Pujsa se observa en las anomalías gravimétricas (figura 3.19), lo que sugiere un control tectónico en su estruc-

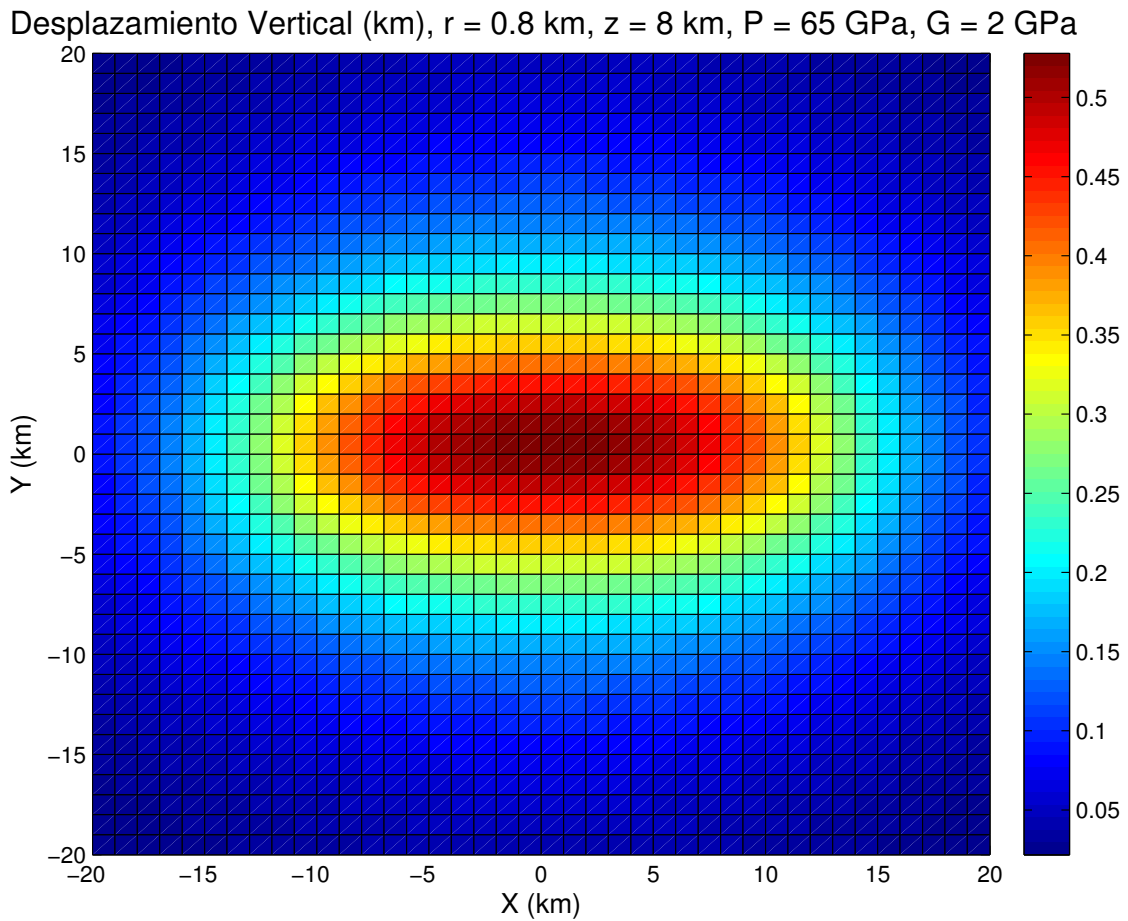


Figura 5.8: Desplazamiento vertical producido por cinco fuentes puntuales de Mogi (1958). Los parámetros del modelo se indican en el encabezado de la figura.

tura. En efecto, la tectónica compresiva que habría estado presente en la zona de estudio al menos desde el Plioceno (Kuhn 2002, González et al., 2009), hace que la elongación de ambas sea en dirección NS, lo que se ve tanto en el mosaico Landsat ETM+ (figura 2.11), como en la anomalía residual de Bouguer (figura 3.19). Lo anterior indica que el conjunto de las dos calderas está elongado en la dirección del menor esfuerzo horizontal, por lo que σ_1 es de dirección EW, y σ_{Hmin} corresponde a σ_2 de dirección NS (Bosworth et al., 2003, Holohan et al., 2005, anexo A). Asociado a esto, la orientación de las anomalías gravimétricas en la primera derivada horizontal en dirección X es en dirección NS (figura 3.24, lo que sugiere una arquitectura en esa dirección de los cuerpos y dominios geológicos.

Por otra parte, la segunda derivada vertical y la derivada horizontal en dirección X permiten reconocer el lineamiento F2 en la figura 5.1, de dirección NW y de casi 150 km de

largo. Este se iniciaría en las cercanías de San Pedro de Atacama, pasaría por el SW de la caldera Puja, sobre los domos Chamaca y al sur del Cerro Coquena, atravesaría el basamento paleozoico en el sector fronterizo y se prolongaría hasta Argentina. Esta estructura correspondería a la traza del sistema de fallas Calama - Olacapato - El Toro (COT) (Salfity, 1985) cuya presencia se ha sugerido en territorio chileno (Lindsay et al., 2001a), pero hasta la fecha no ha sido documentada en ningún mapa geológico de la zona (Ramírez y Gardeweg 1982, Gardeweg y Ramírez 1985), por lo que la señal gravimétrica estaría mostrando que esta estructura está presente. Sin embargo, la leve orientación de esta anomalía indicaría que es una estructura cortical y no litosférica.

A escala de las calderas La Pacana y Pujsa como cuerpos individuales, se ve que éstas están elongadas en la dirección NW-SE, la misma que tiene el cordón Puntas Negras. Como ha sido sugerido por Lindsay et al., (2001), Riller et al., (2001) y Ramelow et al., (2006), el sistema de fallas Calama - Olacapato - El Toro podría ser el responsable de la orientación de las calderas en esta dirección. Sin embargo, la ausencia de datos geológicos que den cuenta de la presencia de este sistema de fallas, y las evidencias de una tectónica compresiva plio-pleistocena (Kuhn et al., 2002, González et al., 2009), complican esta interpretación. Además, la alineación en dirección NW-SE del cordón Puntas Negras no se observa en la gravimetría. Una solución es que la resolución de ésta es pobre en esa zona, mientras que una segunda opción es que la orientación de los volcanes no involucra a rocas del basamento, por lo que al no haber contrastes de densidades, las estructuras asociadas no se observan.

A diferencia de Riller et al., (2001) y Ramelow et al., (2006), quienes proponen que la cinemática transtensional sinistral del sistema de fallas de Calama - Olacapato - El Toro es la responsable de mecanismos de colapso de trapdoor en varias calderas del Altiplano y la Puna, ese mecanismo se descarta para las calderas de este estudio. En el caso de Pujsa, no hay ninguna evidencia de que la parte S de la caldera se haya hundido más que la N, mientras que para La Pacana es parcialmente válido, debido a que el trapdoor está en dirección

inversa, ya que esta caldera es es más profunda hacia su parte N. Sin embargo, dado que el modelo de Ramelow et al., (2006) está basado en datos de cinemática de fallas compatibles con el movimiento de COT y a que en este estudio no se obtuvieron datos de ese tipo, no se puede descartar totalmente ese modelo para otras calderas del CVAP.

En el sector de la caldera Purico, la derivada horizontal en dirección X (figura 3.25) muestra que las anomalías DX1 y DX2 sufren un cambio de dirección de NS a NNE-SSW, el que también se ve en la segunda derivada vertical, lo cual podría ser producto de la presencia de una falla de rumbo dextral (F7). En efecto, esa dirección coincide con la elongación en dirección NE del domo Honar (Ramírez y Gardeweg 1982) y cuya traza limita el borde N de La Pacana, limitando la extensión N de ésta. Al igual que el domo anterior, esta estructura recibe en este estudio el nombre de falla Honar.

La presencia de estructuras de rumbo NS, como las fallas Miscanti (Gardeweg et al., 1998, González et al., 2009) y Talabre no es evidente en las derivadas verticales ni en la horizontal en dirección X. En esta última se debiera ver un alto de dirección NS sobre la falla, el cual no se observa. Una alternativa para explicar esta falta de contraste gravimétrico es que el rechazo de las fallas es muy pequeño, con lo que podrían en contacto unidades que tienen la misma densidad (como ignimbritas), mientras que una segunda alternativa, es que la gravimetría de este estudio es de poca resolución como para poder identificarlas. Si la primera alternativa es válida, la falla Miscanti sería una estructura superficial y no produciría una deformación como la que se observa en el borde E del salar de Atacama donde el basamento paleozoico está en contacto con unidades neógenas. Sin embargo, pese a que la falla Miscanti no tiene una expresión gravimétrica de primer orden (su traza es F3 en la figura 5.1), existen otras evidencias indirectas de su presencia (Pavez 2005) como son los plutones emplazados en torno a ella, los cuales son detectados por el gradiente horizontal y la segunda derivada vertical. La falla F4 es un análogo a la falla Miscanti y cumple la misma función que la anterior al permitir el emplazamiento de plutones, por lo que podría corresponder al mismo

sistema estructural que la primera. Por otra parte, el estudio gravimétrico permite inferir en forma parcial la edad de la falla Miscanti. Debido a que el borde W de la caldera Pujsa es cortado por esta estructura, se puede decir que estuvo activa al menos después de los 5,87 Ma, que corresponde a la edad de la ignimbrita Pujsa (de Silva 1989b). Además, la falla Miscanti dividiría distintos dominios estructurales: al E de ella se observan ignimbritas de calderas mio-pliocenas mientras que al W de ella se ubica el basamento paleo-mesozoico.

En síntesis, la elongación conjunta de las calderas Pujsa y La Pacana y las fallas inversas F5, F6, F3 y F4 son coherentes con un sistema en el que σ_1 es horizontal de dirección EW (González et al., 2009) y aproximadamente perpendicular al rumbo de éstas. Sin embargo, la orientación de los centros magmáticos orientados en torno a las fallas Miscanti (F3) y F4 sigue una dirección NS a NNE-SSW, similar a la descrita por Pavez (2005) para las raíces del volcán Láscar. Así, no hay una correlación entre el eje de σ_1 y el emplazamiento de las raíces volcánicas, debido a que si se asume que en las situaciones más simples posibles estos se emplazan como diques (Gudmundsson 2006), el mayor esfuerzo compresivo σ_1 debiera estar contenido en el mismo plano de los diques y con σ_3 perpendicular a estos, lo que significa que se emplazan en fallas normales o grietas de tensión (Gudmundsson 2002). Estos casos no se observan, pero su presencia en zonas de fallas inversas es coherente con el estudio de González et al., (2009), quienes sugieren que estas estructuras transportan magma, el que es acumulado en las zonas de flat de las fallas inversas o en el núcleo de anticlinales hasta que su sobrepresión es mayor que la carga gravitatoria del volcán, momento en el que empiezan a ascender.

5.8. Relación entre modelos análogos y modelos de colapso

Pese a la abundante evidencia de modelos análogos (Roche et al., 2000, Acocella 2007 y referencias), el conjunto de dos fallas anulares que acomodan la deformación durante el

colapso de una caldera, con una falla inversa al principio, la cual se desactiva y da origen a una normal (ver anexo A), no se observa en ninguno de los perfiles. Debido a esto, no es posible observar la rotación de las fallas que limitan una caldera, y que según Holohan et al., (2005) se espera en una zona con tectónica compresiva (anexo A). En general, los bordes de las calderas Pujsa y La Pacana son interpretados como fallas normales de bajo y alto ángulo, las que mantean hacia el interior de la caldera, de acuerdo a los modelos análogos y numéricos de colapso de calderas (figuras 5.4, 5.2 y 5.3, ver anexo A). La explicación de por qué no se observan las fallas inversas está dada por la misma razón de la ausencia de expresión gravimétrica de la falla Miscanti, es decir, porque no hay un contraste de densidad entre los bloques que estas ponen en contacto, ya que estos son de las ignimbritas Atana y Pujsa. Para las fallas normales la situación es distinta, ya que como estas limitan el borde externo de las calderas, el basamento fuera de ella es más denso que el relleno dentro de ella. Esta interpretación es coherente con los resultados de las derivas horizontales (figuras 3.25, 3.28 y 3.31), los cuales no muestran evidencias de estas estructuras.

Lo anterior pareciera es un elemento común en algunas calderas de dimensiones equivalente a La Pacana (La Garita, Yellowstone) y algunas más pequeñas (Valles, Long Valley), en las que no se observan las geometrías de dos fallas concéntricas sino que una sola. La interpretación que se da es que ambas están muy cerca, lo que dificulta la interpretación en terreno (Acocella 2007). En el caso de La Pacana, el intervalo de muestreo de la grilla de anomalía residual de Bouguer es muy grande para determinar si esa es la razón por la cual no se observa la falla interna en La Pacana. Sin embargo, la ausencia de contraste de densidad deja abierta la razón por la cual no se observa e impide concluir definitivamente.

Acocella (2007) reconoce que siempre existe la amigüedad respecto de si depresiones dentro de calderas corresponden a calderas anidadas de distintas etapas del mismo episodio de colapso o si representan diferentes eventos explosivos (ver anexo A). La presencia de las depresiones más profundas en las caldera Pujsa y La Pacana (Z2A y Z2B en la figura 5.1) es

diferente geoméricamente al modelo de zonas de colapso más profundas en el sentido dado por los modelos análogos de Acocella (2007), debido a que según ese autor, esas zonas están limitadas por fallas inversas. Es por esto que la anomalía Z2 y la falla F1 (figura 5.1) son una expresión del colapso asimétrico de las calderas Pujsa (piecemeal) y La Pacana (piecemeal y trapdoor) propuesto al principio de este capítulo.

5.9. Presencia de un Batolito

En base a argumentos petrogenéticos, de Silva (1989) y de Silva y Gosnold (2007) han propuesto que bajo el APVC debiera encontrarse un gran batolito, el que correspondería a las raíces de las ignimbritas del APVC. Sin embargo, hasta la fecha los estudios geofísicos (Götze y Krause 2002, Zandt et al., 2003) no han indicado la presencia de este cuerpo. La explicación de de Silva y Gosnold (2007) es que el batolito no se ve debido a que hay una anisotropía en la velocidad de propagación de ondas. Los datos gravimétricos de este estudio no muestran evidencias de la presencia de este batolito, pero al igual que en el caso del domo resurgente, existen algunas otras opciones:

- La gravimetría de este estudio no tiene una grilla suficientemente densa.
- El batolito no existe.
- No hay un contraste de densidad entre el batolito y el resto de la corteza.
- El batolito está muy profundo por lo que no se observa en la gravedad residual (análogo a continuar hacia arriba un filón subhorizontal).
- El batolito es la capa de $V_S = 3,5$ km/s de Zandt et al., (2003).

La tercera opción se descarta porque si el batolito existe, el contraste de densidad tiene que ser fuerte (1,9 de las ignimbritas versus $2,5$ g/cm³ de un granitoide poco denso). Por la misma razón que en el domo resurgente, el autor se inclina por una mezcla entre que la

resolución de la grilla de anomalía residual de Bouguer es baja debido al espaciado de las estaciones gravimétricas, y a que el batolito está muy profundo como para ser observado. Así, el batolito pasaría a ser la capa de $V_S = 3,5$ km/s de Zandt et al., (2003), requiriéndose de un estudio magnetotelúrico, una tomografía sísmica de alta resolución o una modelación de la anomalía de Bouguer completa como para que sea observado.

5.10. Estructura del Basamento

Los resultados de la modelación directa y del mapa de derivada horizontal en dirección X permiten determinar los bordes de los cuerpos de basamento paleozoico que afloran en la zona de estudio, los cuales corresponden a los bloques de Peine y a las secuencias del Paleozoico Inferior en la frontera con Argentina. A diferencia de Götze y Krause (2002), quienes mediante el uso de espectros de energía radialmente ponderados y deconvolución de Euler, plantean que la anomalía bajo el bloque de Peine corresponde a un complejo de subducción ordovícico a profundidades de entre 10 y 38 km, y de Breitzkreuz y Van Schmus (1996), quienes proponen que corresponde a basamento Precámbrico, este estudio propone que esa anomalía es la expresión gravimétrica del basamento que está expuesto en superficie (figura 2.14). Esta anomalía se prolonga en dirección NS hasta el sector de Toconao, zona en la que el basamento está tapado por la cobertura ignimbrítica, salvo en algunas quebradas donde la erosión fluvial muestra secuencias de éste. Por otra parte los estratos de Quisquiro (figura 2.13) son los que producen la anomalía Z10. Estos aparecen como una lámina de unos 150-200 mt. de espesor (figura 4.7), los cuales son alzados por una falla (F8 en la figura 5.1). Debido a que los Estratos de Quisquiro están en contacto lateral con unidades más jóvenes, y en vista de la tectónica compresiva reconocida en la zona de estudio, se propone que la falla que los levanta es inversa.

La ausencia de anomalías negativas en la segunda derivada vertical en los bordes del bloque de Peine (figura 4.6), permite interpretar que las secuencias mesozoicas que se observan más al S no se prolongan hasta el sector de Toconao. Debido a que el bloque de Peine está en contacto por el E con secuencias más jóvenes, se propone que ese contacto es por una falla

inversa (F5), la cual lo levanta por sobre las ignimbritas pliocenas (figura 4.7) sin que esta estructura tenga expresión superficial, por lo que se trataría de una falla ciega. Se descarta que esta falla sea la Miscanti (F3) debido a que esa se ubica más hacia el E, pero podría tratarse de una estructura asociada al mismo sistema (figura 4.7). Por otra parte, el bloque de Peine en su parte W está en contacto por una discordancia erosiva con la formación Cerro Totola, cuyo espesor se acuña en el contacto entre ésta y la formación Naranja, por lo que se descarta que sea una falla (Arriagada et al., 2006 figura 2.29). Así, se tiene un modelo con fallas inversas de vergencia E, el cual es compatible con los perfiles sísmicos interpretados por Arriagada et al., (2006) (figura 2.29) y se descarta una geometría de pop-up producto de un contacto por fallas inversas entre Cerro Totola y el bloque de Peine. Pavez (2005) muestra que al avanzar hacia el E se observa que la anomalía Z8 está en contacto con Z7 por la falla F5 y que el bloque mesozoico de Z7 está en contacto con fallas inversas (F6) al acercarse al volcán Láscar. Debido a que ese perfil no fue modelado en este estudio, se mantiene la misma interpretación de Pavez (2005) para la estructura del basamento mesozoico.

5.11. Comparación con otras calderas

Al comparar con otras calderas del mismo tamaño que La Pacana y Pujsa, aparecen diferencias importantes. El cuadro 5.1 es una síntesis de la edad, diámetros mayores y menores, VEI, anomalía residual de Bouguer y relleno estimado de algunos super volcanes de dimensiones similares a las calderas La Pacana y Pujsa.

Al comparar los valores de anomalía residual de Bouguer de la tabla , se puede concluir que la anomalía gravimétrica y por lo tanto el relleno de Pujsa es pequeño respecto a las dimensiones del cuerpo, ya que su anomalía residual de Bouger es menos de la mitad de los valores de esa cantidad en otras calderas (figura 5.9).

Acocella (2007) muestra una comparación del el tamaño de las distintas calderas, al pro-

Caldera	Ubicación	Edad	Diámetros (km)	VEI	ARB (mGal)	RME (km)
La Garita	Estados Unidos	27,8 Ma	100 - 35	9,1	-50	4
Toba	Indonesia	74 Ka	100 - 30	8,8	-48	2,5
Yellowstone	Estados Unidos	2 - 0,64 Ma	75 - 45	8,8	-60	8
Pujsa	Chile	5,7 Ma	52 - 40	8	-24	0,8
La Pacana	Chile	4 Ma	48 - 28	8	-38	3
Long Valley	Estados Unidos	0,7 Ma	32 - 17	8,3	-48	3,7
Taupo	Nueva Zelanda	26,5 Ka	35 - 25	8,1	-70	3

Cuadro 5.1: Comparación de calderas en distintos regímenes tectónicos. ARB: Anomalía residual de Bouguer, RME: Relleno máximo estimado. Referencias: VEI (Mason et al., 2004), La Garita (Acocella 2007, Lipman 1997, Drenth y Keller 2004), Toba (Masturyono et al., 2001), Yellowstone (Lowenstern y Hurwitz 2008, DeNosaquo et al., 2009), Taupo (Biby y Caldwell 1998), Long Valley (Carle 1988).

poner que la razón entre la subsidencia y el diámetro de las calderas es proporcional a las cuatro etapas experimentales definidas por este mismo autor (anexo A). Así, en las calderas más primitivas, la razón entre el diámetro y la subsidencia (d/s) es muy grande, es decir, la caldera no ha colapsado totalmente o no se alcanzó a desarrollar completamente. A medida que las calderas se desarrollan, la razón d/s va disminuyendo debido al aumento en la subsidencia. Así, es esperable que en general, las calderas más grandes tengan las mayores subsidencias. En la figura 5.10 se ha graficado lo anterior, integrando a La Pacana y Pujsa. Para la inclusión de La Pacana, se consideró que el radio de ésta es el promedio de sus ejes mayores y menores (48 y 28 km respectivamente), lo que da 38 ± 10 km, y con una subsidencia de $3 \text{ km} \pm 0,5 \text{ km}$, determinada desde el perfil gravimétrico NW-SE. Para la inclusión de Pujsa, se consideró que el radio de ésta es el promedio de sus ejes mayores y menores (52 y 40 km respectivamente), lo que da 46 ± 3 km, y con una subsidencia de $0,8 \text{ km} \pm 0,3 \text{ km}$, determinada desde el perfil gravimétrico NE-SW. Pese a que no se observaron las fallas inversas de las primeras etapas del colapso, las fallas normales de la etapa IV se encuentran desarrolladas, por lo que La Pacana y Pujsa caben dentro de esta categoría, con volúmenes mayores a 100 km^3 . Sin embargo, Pujsa es graficada en el límite de las calderas de las etapas 1 y 2. De esta forma, esa caldera constituye una anomalía en este modelo (Acocella 2007) debido a que su poca subsidencia no la hace comparable a otras calderas del mismo tamaño, ya que cae en el campo de las calderas poco desarrolladas de la etapa 1, pese al VEI que tiene.

Una explicación para la poca subsidencia de la caldera Pujsa estaría dada por la tectónica

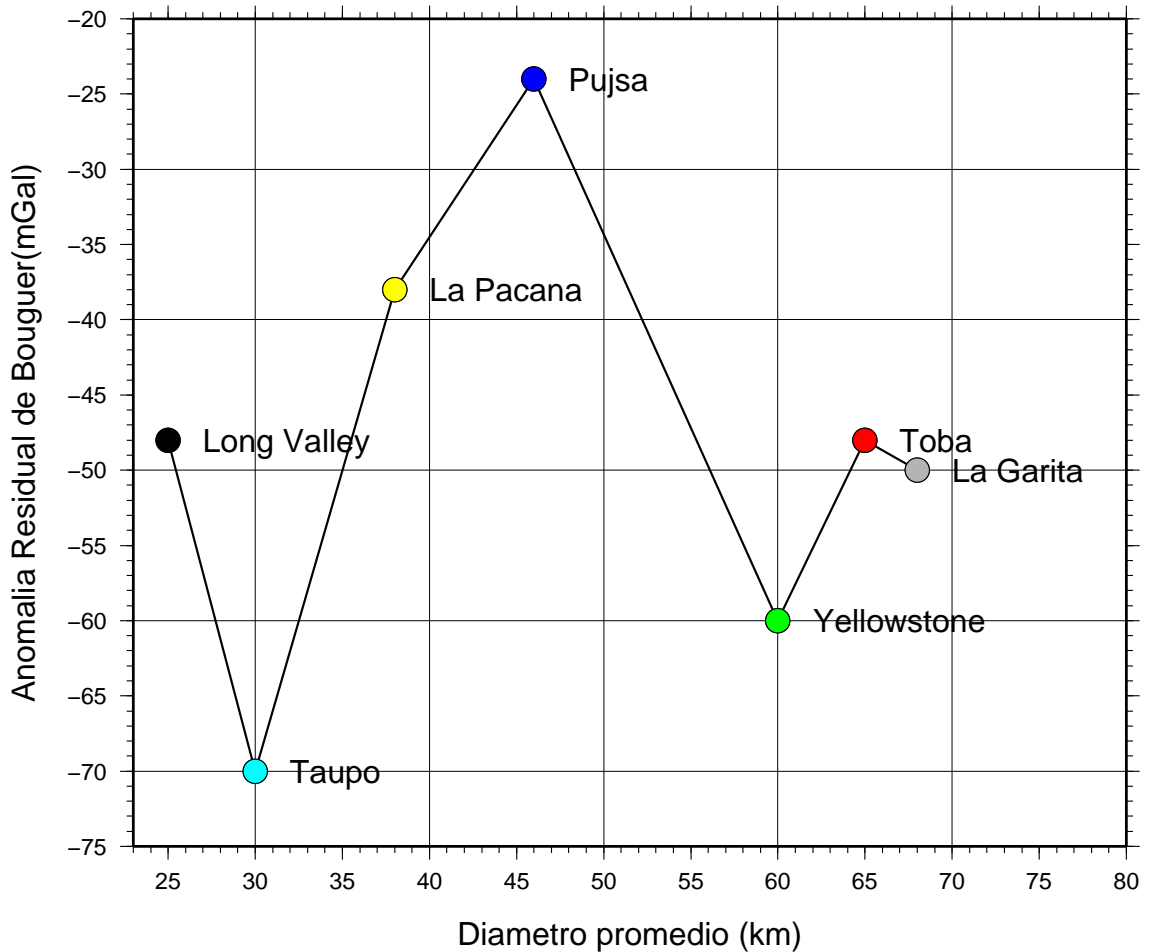


Figura 5.9: Comparación entre el diámetro promedio de calderas con VEI mayores a 8 y la anomalía residual de Bouguer asociada.

regional. En algunos ambientes extensionales en los cuales hay emplazadas varias calderas, el tamaño y la magnitud de la anomalía gravimétrica (con la que se determina el espesor de la caldera) de éstas es proporcional al grado de extensión resultante, como en la zona de rift de Taupo en Nueva Zelandia (Spinks et al., 2005). En un análogo a eso, se propone que la pequeñez de la señal gravimétrica que tiene La Pacana puede ser explicada por la presencia de un regimen compresivo que ha impedido que el colapso de la caldera sea muy profundo. Sin embargo, se requiere de un mapeo estructural y de una modelación análoga o numérica para probar la validez de esta hipótesis.

La figura 5.11 muestra un modelo estructural propuesto para las calderas La Pacana y Pujsa que considera la hipótesis anterior. La elongación NS del conjunto que forman ambas

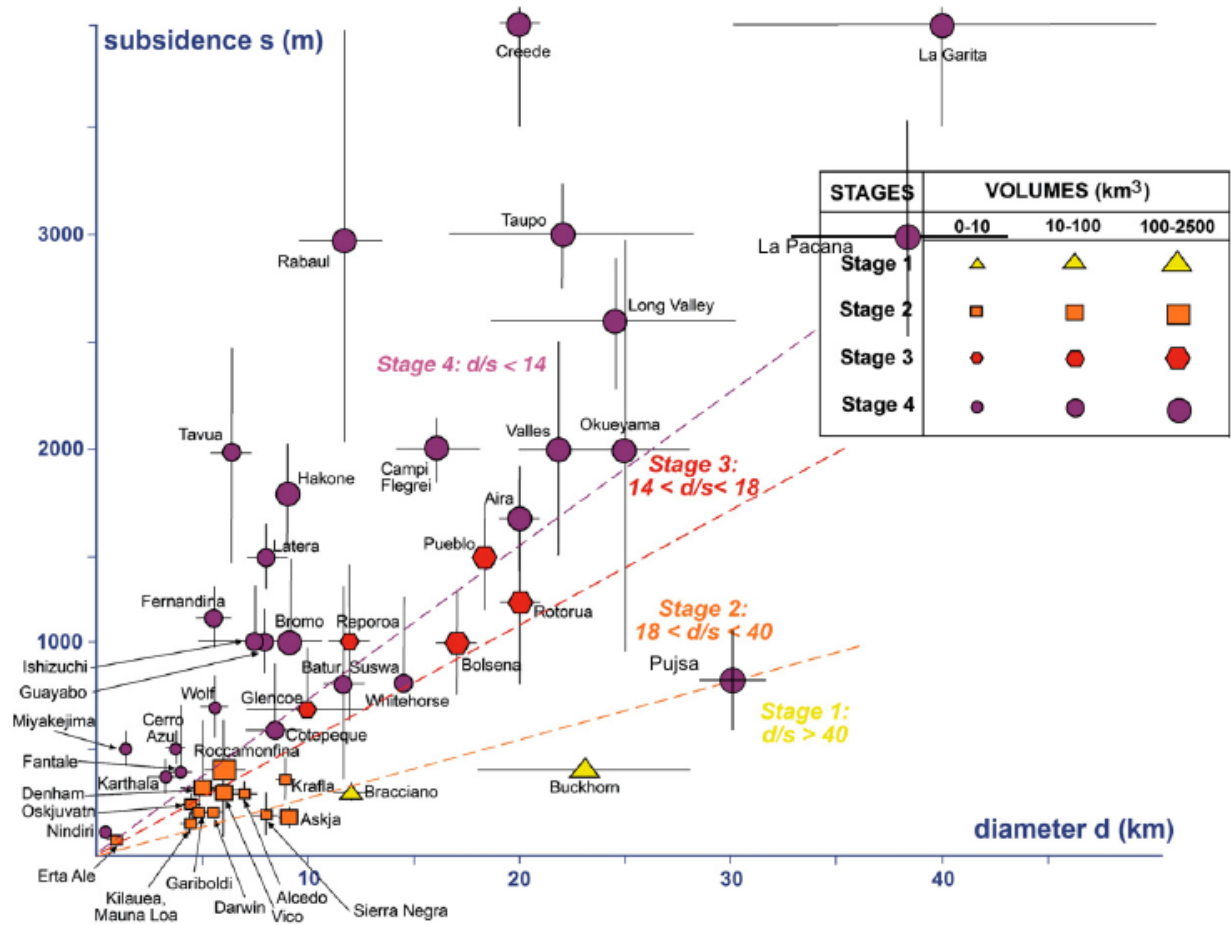


Figura 5.10: Variación en la subsidencia (s) y el diámetro (d) de calderas, las cuales están clasificadas por las cuatro etapas experimentales y por los volúmenes del material eruptado (modificado de Acocella 2007). Se incluye a La Pacana como cuerpo completo y separando entre las partes N y S.

calderas es coherente con un σ_1 de dirección EW a ENE-WSW (Holohan et al., 2005, Pavez 2005, González et al., 2009). Esta dirección de esfuerzo horizontal máximo es coherente con el sistema de fallas vergencia E que deforma la cobertura meso-cenozoica y al basamento paleozoico en el Salar de Atacama (Muñoz et al., 2002, Arriagada et al., 2006), y que levanta al bloque de Peine por sobre las ignimbritas neógenas. Lo anterior permite sugerir que este bloque denso empuja a las calderas Pujsa y la Pacana hacia el E. Por el lado oriental, el basamento ordovícico que se encuentra en subsuperficie (Opazo 2009) empuja hacia el W al conjunto de calderas, pero con estructuras orientadas en dirección NNE-SSW de acuerdo a las fallas inversas interpretadas y modeladas para los Estratos de Quisquiró y para el basamento Ordovícico alzado en la Puna argentina 40 km al E de La Pacana (Coutand et al., 2001). Este sistema compresivo dominado por bloques paleozoicos, los que son parte

de sistemas estructurales de vergencia opuesta, forma una geometría similar a una zona triangular (diferiendo en la definición dada por McClay 1999, ya que en este caso no se sabe si el despegue basal es el mismo para ambos sistemas), produciría la elongación del conjunto de calderas y es el que podría haber inhibido el colapso de Pujsa, al hacerla pequeña respecto a calderas como Yellowstone o Toba. Sin embargo, la validez de este modelo se complica debido a la falta de datos gravimétricos y estructurales en el sector SE del área de estudio, además del hecho de que el sistema de fallas inversas que alza el basamento ordovícico en la Puna argentina es bivergente (Coutand et al., 2001). Por otra parte, al analizar por separado las calderas Pujsa y La Pacana, se observa que la primera tiene una leve elongación en la dirección NS, coherente con el modelo, mientras que la segunda está elongada en dirección NW-SE, similar a la dirección sugerida para el sistema de fallas Calama - Olacapato - El Toro, lo que no es consistente con el modelo propuesto. La ausencia de datos estructurales respecto a la orientación y cinemática de las estructuras en el sector N de La Pacana y la ausencia de datos gravimétricos de mayor resolución impide concluir al respecto.

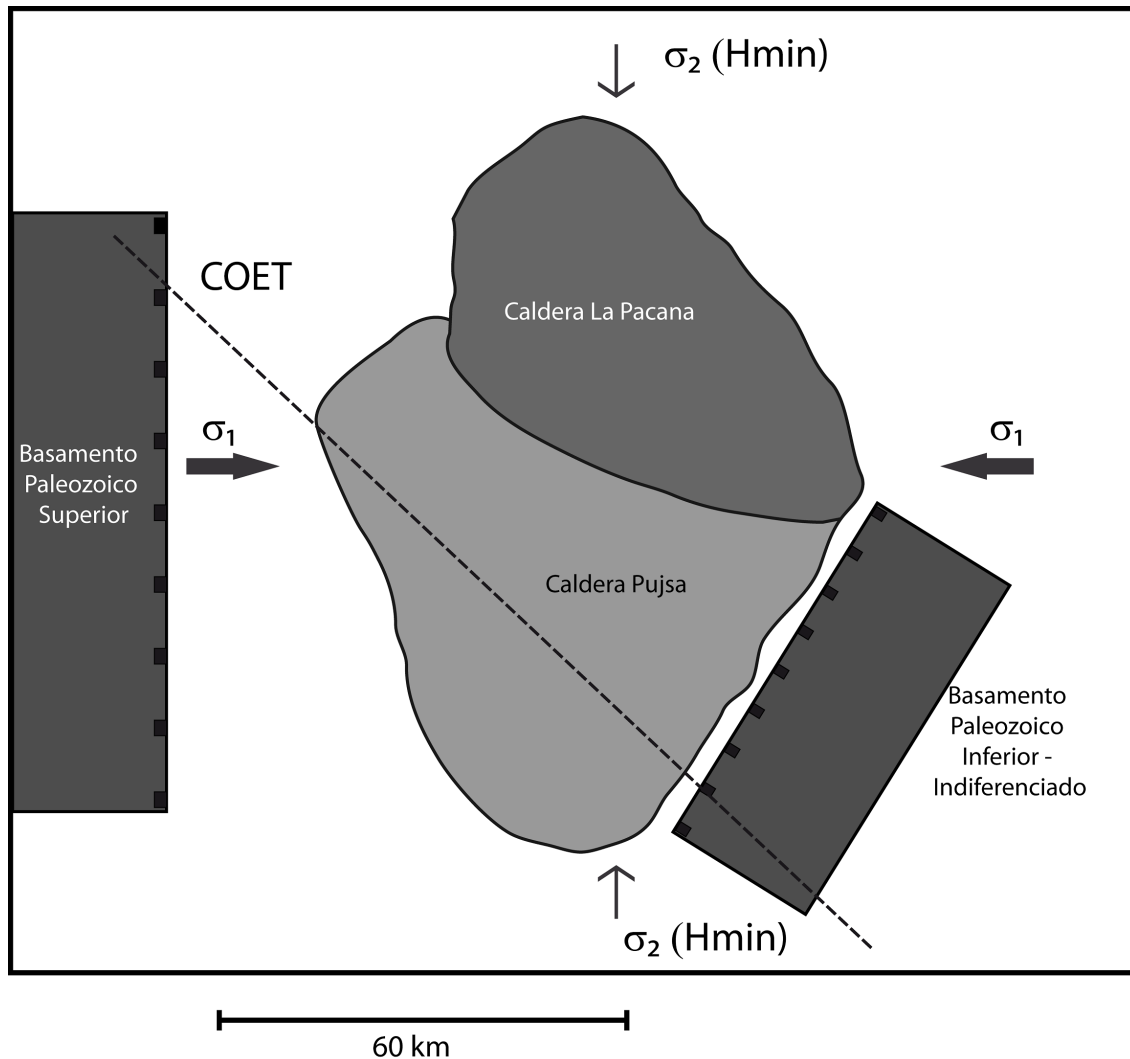


Figura 5.11: Modelo estructural para la caldera La Pacana. Las flechas indican la dirección de los esfuerzos horizontales, cuya magnitud es proporcional al grosor y tamaño de las flechas; los bloques rectangulares representan al basamento paleozoico alzado por fallas inversas (cuadrados negros) y el cuerpo elongado en dirección NS en el centro de la figura corresponde a la caldera La Pacana con sus calderas anidadas en color gris oscuro. La línea segmentada corresponde a la traza propuesta para el sistema de fallas Calama - Olacapat - El Toro.

Capítulo 6

Conclusiones

El presente estudio permite concluir:

1. En base a la revisión de la estratigrafía de la caldera La Pacana (Pavez et al.,, 2008) y la distribución de sus anomalías gravimétricas, se sugiere la presencia de dos calderas anidadas, las cuales se denominan caldera Pujsa y caldera La Pacana. La caldera Pujsa ocupa el sector S de la caldera La Pacana de Gardeweg y Ramírez (1987), mientras que la nueva caldera La Pacana, redefinida en este estudio, ocupa sólo la parte N de la antigua caldera. Además, se delimitaron en forma completa los bordes externos de las calderas La Pacana y Pujsa, los cuales no habían sido completamente reconocidos en forma previa.
2. El relleno ignimbrítico del conjunto formado por las calderas La Pacana y Pujsa tiene un espesor de entre 1 y 1,3 km en su parte central y de 0,6 km en sus bordes, similar a lo propuesto por Gardeweg y Ramírez (1987). En el caso de la caldera Pujsa, el relleno máximo de ésta es de 0,9 km, mientras que el espesor máximo de la caldera La Pacana llega a 3 km, cifra previamente no reconocida.
3. El mecanismo de colapso de la caldera Pujsa es de piecemeal funnel (asimétrico), mientras que el de la caldera La Pacana es un piecemeal combinado con un trapdoor, diferentes a los propuestos por Gardeweg y Ramírez (1987) y Lindsay et al.,, (2001a). De esta forma, la zona de colapso principal de la caldera La Pacana está en su parte

N, mientras que en la caldera Pujsa es en su parte central, diferente a lo propuesto por Gardeweg y Ramrez (1987) (en torno al domo resurgente) y Lindsay et al., (2001a) (en torno al borde topográfico).

4. El volumen asociado al déficit de masa de las calderas La Pacana y Pujsa es de 3.082 km³ con un VEI asociado de al menos 8. Los cálculos anteriores son de 900 km³ de Gardeweg y Ramírez (1987) y de 2.500 km³ según Lindsay et al., (2001a) con un VEI de 8,7 de Mason et al., (2004). Las cifras de este último estudio no son comparables directamente con las de este trabajo, debido a las diferentes densidades usadas para determinar el VEI.
5. Los perfiles gravimétricos sugieren la presencia de raíces volcánicas bajo el salar de Pujsa, el cordón La Pacana y el borde E de la caldera, los cuales alimentan a estratovolcanes y domos en superficie y alcanzan la parte NW del domo resurgente.
6. No hay evidencia gravimétrica de la presencia de cuerpos ígneos que alcen al cordón La Pacana. Sin embargo, metodologías geodésicas indican que habría un cuerpo que lo alza a 8 km de profundidad.
7. La modelación gravimétrica muestra que el basamento paleozoico y mesozoico se encuentra alzado por sistemas de fallas inversas a ambos lados de las calderas Pujsa y La Pacana. En el caso del basamento mesozoico, este no aflora en el área de estudio. Esto sugiere que el paradigma de que las calderas se forman sólo en regímenes extensionales debe ser reconsiderado debido a que las evidencias de su presencia en tectónica compresiva son indiscutibles.
8. El sistema de fallas Miscanti coincidiría espacialmente con el frente volcánico activo con sus respectivas raíces volcánicas, en el borde W de la caldera, por lo que la tectónica compresiva sería simultánea al volcanismo.
9. La caldera La Pacana se ubica en una zona de intersección de estructuras grandes: la falla Miscanti, la falla Honar y el sistema de fallas de Calama - Olacapato - El Toro,

de las cuales sólo la primera flora en el área de estudio. Esta última delimita el borde S de la caldera Pujsa.

10. El conjunto de dos fallas anulares, una normal y una inversa, que acomodan el colapso de una caldera, de acuerdo a modelos análogos, no se observa en las calderas La Pacana y Pujsa. Esto apoya el modelo de distintas erupciones.
11. Al comparar la caldera Pujsa con otras de dimensiones equivalentes, ésta es anómala respecto a las anteriores, ya que en base a modelos análogos, la anomalía gravimétrica y la subsidencia de ésta son pequeñas para sus dimensiones. Se sugiere que la tectónica compresiva podría ser la responsable de esto mediante un modelo en el que el basamento paleozoico empuja a Pujsa en direcciones opuestas mediante sistemas de fallas inversas, generando una geometría similar a una zona triangular, ocupada por las dos calderas.

Apéndice A

Modelos Geológicos de Calderas

A.1. Volcanes y Calderas

Una caldera es una estructura volcánica, generalmente grande, la cual es principalmente el resultado del colapso o subsidencia en la parte superior de una cámara magmática, durante o inmediatamente luego de alguna actividad eruptiva (Cole et al.,, 2005). En principio, la única diferencia entre estratovolcanes y los supervolcanes que dan origen a las calderas, radica en los grandes volúmenes del material liberado, debido a que los magmas que los originan son comunes en ambos tipos de volcanes. Las erupciones formadoras de calderas requieren de grandes volúmenes de magmas con un alto potencial eruptivo, por lo que estos suelen ser dacíticos con grandes cantidades de volátiles que puedan dar origen a burbujas, y de una alta viscosidad para inhibir su escape (Miller y Wark 2008).

Los reservorios magmáticos que darían origen a las calderas provendría de magmas basálticos densos (figura A.1), los cuales se entraparían en diversos niveles corticales, ya que su mayor densidad relativa con respecto a la roca encajante les impide ascender hasta la superficie (Miller y Wark 2008). Estos magmas serían la fuente calórica que permitiría que niveles superiores de la corteza se mantengan fundidos dando origen a cámaras magmáticas. Un elemento favorable en la generación de una caldera sería la presencia de una corteza continental engrosada, tal como ocurre en el Altiplano y la Puna (Yuan et al.,, 2002), que impediría

el ascenso de estos magmas basálticos, y que además facilitaría procesos de diferenciación magmática (Bachmann y Bergantz 2008).

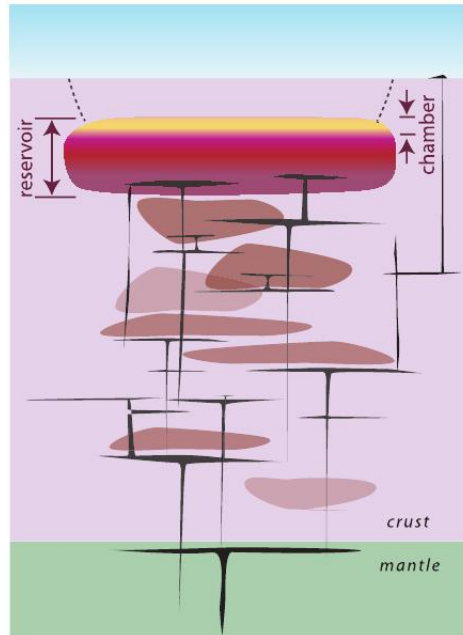


Figura A.1: Ascenso de magmas en una caldera (Miller y Wark 2008).

El inicio de una erupción y posterior colapso de la futura caldera está íntimamente asociado a procesos de colapso de cámaras magmáticas, los cuales se producen por perturbaciones que provoquen un aumento en la tasa de nucleación de burbujas (fragmentación) o por cualquier fracturamiento que conecte la cámara magmática con la superficie (Miller y Wark 2008). La expansión del magma mediante crecimiento en la cantidad de burbujas o adición de más magma produce un aumento de la presión de fluidos. Si ésta es mayor que la presión confinante de la roca de caja, se produce un fracturamiento, lo que genera una descompresión del sistema, produciéndose al mismo tiempo una mayor separación de volátiles para luego generar un sistema autoinducido. De esta forma, si las fracturas llegan a propagarse hasta la superficie, el magma es capaz de llegar a ella y gatillar el inicio de una erupción. Luego del vaciamiento de la cámara magmática, la roca de caja pierde sustentación y colapsa, dando origen a una depresión topográfica negativa que corresponde a una caldera (figura A.2).

Debido a la explosividad de las erupciones asociadas a magmas ricos en sílice y por lo

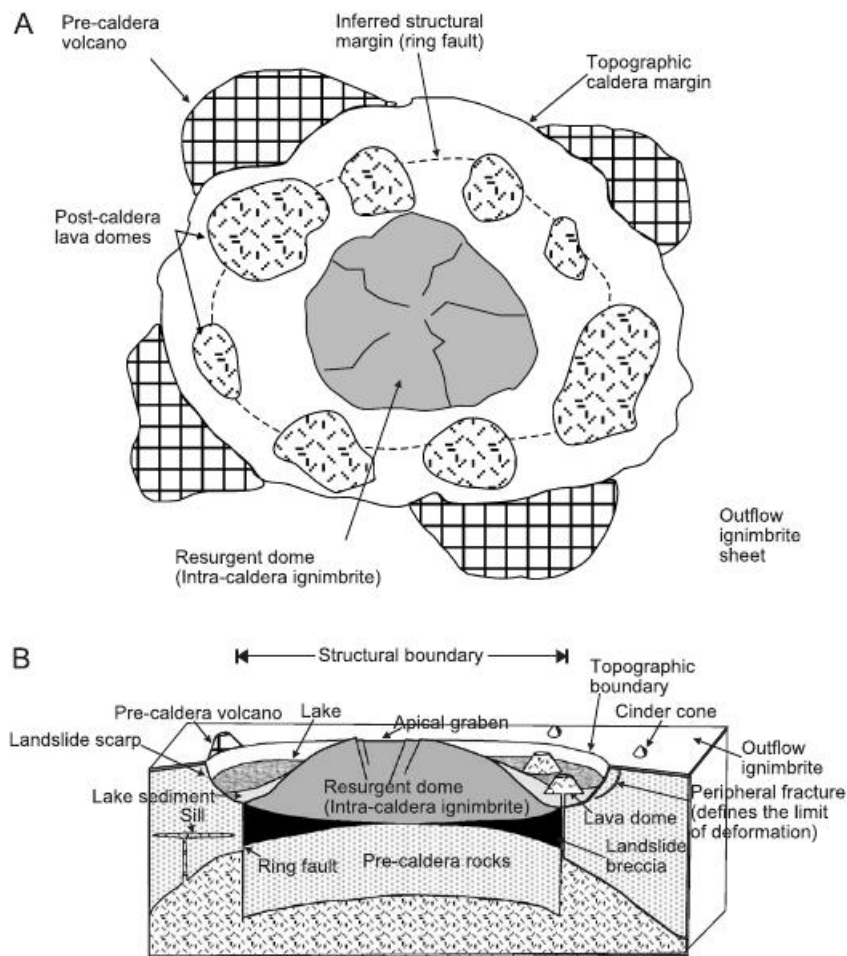


Figura A.2: Anatomía de una caldera (Cole et al.,, 2005). Arriba se muestra una vista en planta de una caldera idealizada, con sus márgenes topográficos y estructurales, volcanes pre caldera, domos resurgente y post caldera. Abajo se muestra un perfil de la caldera, el que muestra la depresión topográfica producto del colapso y la anatomía de los cuerpos descritos anteriormente.

tanto viscosos, una vez que el volcán ha erupcionado, los productos de éste, consistentes en una mezcla de piroclastos, gases, vidrio y cristales, ascienden por la atmósfera debido a su velocidad de eyección y a la temperatura que tienen, hasta una zona en la que se iguala la densidad de la columna eruptiva con el aire que la rodea, conocida como nivel de flotabilidad neutral. En este momento, las partículas empiezan a caer generando depósitos de tefra. Si por el contrario, la columna colapsa antes de llegar al nivel de flotabilidad neutral, se producen corrientes conocidas como flujos piroclásticos, las cuales destruyen todo material a su paso y que al momento de detenerse generan depósitos conocidos como ignimbritas, pudiendo estas localizarse adentro y afuera de la caldera. Se ha demostrado que la mayor parte de las ignimbritas de grandes volúmenes puede ser asociada a calderas como su fuente y está en ge-

neral aceptado que las más grandes erupciones silíceas (25-50 km³) se asocian con el colapso de un techo rocoso sobre una cámara magmática somera y la erupción violenta de grandes volúmenes de pómez y cenizas (Miller y Wark 2008).

Las calderas se forman en todo tipo de ambientes tectónicos, pero existen algunas características que parecen dominar sobre otras y que favorecen su formación (Hughes y Mahood 2008). Estos autores muestran que el principal factor que controla el emplazamiento de calderas en ambientes de subducción es la tasa de convergencia perpendicular a la fosa, lo que se explica porque una mayor tasa de convergencia estaría asociada a mayores flujos basálticos (Clift y Vanucci 2004). Así, una gran oblicuidad en la convergencia desfavorece la presencia de calderas. En un segundo orden, el campo de stress local que permite producir calderas es extensional y no compresional, porque permite que las cámaras magmáticas puedan crecer (Hughes y Mahood op cit). Sin embargo, extensión local o de trasarco no es un requisito para generar calderas silíceas. A modo de contra ejemplo, se puede mencionar al Complejo Volcánico Altiplano Puna en los Andes Centrales (de Silva 1989), zona en la que el volcanismo es contemporáneo a una tectónica compresiva (Trumbull et al.,, 2006). En arcos de isla con un trasarco activo no hay presencia de calderas, lo que se explicaría porque la extensión en zonas con corteza delgada impide que los magmas basálticos interactúen con la roca de caja al ascender rápidamente sin diferenciarse ni producir fundidos silicatados (Hughes y Mahood op cit). Por otra parte, una corteza gruesa (30 - 40 km) favorece la generación de fundidos silíceos que puedan dar origen a erupciones formadoras de calderas, al haber mayor interacción con el basamento y/o producir una mayor diferenciación por carga litostática (Hughes y Mahood op cit). De forma análoga, una corteza continental vieja, en la que han habido múltiples ciclos de evolución magmática, favorece la generación de magmas silíceos.

A.2. Modos de colapso de una caldera

Debido a que nunca se ha observado el colapso de una caldera, las ideas que se manejan para esto vienen de modelos análogos y numéricos (Roche et al., 2000, Holohan et al., 2005, Hardy 2008, Acocella et al., 2000, 2001, 2004, 2007 y referencias de este último) en los cuales se modela la evacuación del magma como la despresurización de un reservorio bajo una cobertura de arena. Esto es irreal debido a que en una erupción el magma deja la caldera a través de las fallas que lo limitan, pero este proceso no ha podido ser reproducido hasta ahora. Sin embargo, pese a sus limitaciones, estos modelos son ilustrativos de lo que sucede en una caldera.

El factor principal que controla los distintos tipos de deformación que hay en una caldera es la razón $R = h/w$, entre el espesor del techo de la caldera (h) y el ancho de la zona de colapso (w) (Roche et al., 2000). Tanto en calderas pequeñas (R alto) como en grandes (R chico), los desplazamientos horizontales son mayores en las zonas periféricas de la caldera, pero cuando R es grande, la depresión completa está deformada, a diferencia de cuando R es pequeño, en la que ésta sólo afecta a los bordes.

Desde un punto de vista estructural, modelos análogos y numéricos indican que las primeras etapas de la evolución de una caldera se inician con el plegamiento de las capas superficiales sobre la cámara magmática, sin generación de fallas. Luego, la deformación es acomodada por fallas inversas, las cuales mantean hacia el exterior de la caldera y en las cuales el bloque limitado por estas estructuras se hunde dentro de la zona de colapso (figura A.3, a) en la figura A.5, Roche et al., 2000, Acocella et al., 2000, Acocella et al., 2001, Acocella 2007, Hardy 2008).

A medida que continúa la subsidencia, las fallas inversas se desactivan y la deformación y subsidencia pasa a estar concentrada en torno a fallas normales, las que mantean hacia el interior de la caldera, con un ángulo levemente mayor que las primeras, uniéndose ambas en

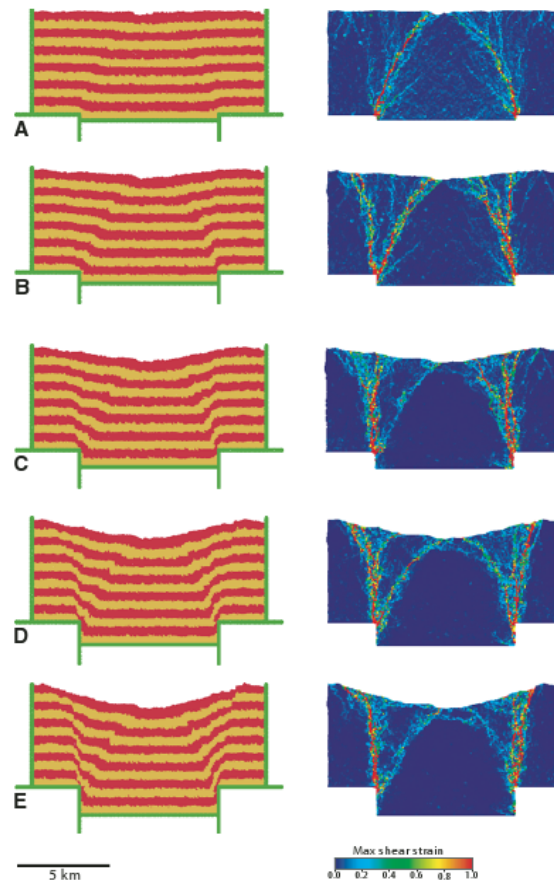


Figura A.3: Evolución estructural de una caldera. A la izquierda se muestra un modelo análogo y a la derecha un modelo numérico. En las primeras etapas los stresses de cizalle son máximos en las fallas inversas que mantienen hacia el exterior de la caldera, mientras que al final, el stress se concentra en las fallas normales que mantienen fuera de la caldera. (Hardy 2008)

profundidad en una sola zona de cizalle. Esta transferencia de la deformación es explicada debido a un alzamiento diferencial en las primeras etapas, el cual pasa a un colapso gravitacional en la periferia de las fallas inversas en las etapas finales de subsidencia (Acocella et al.,..., 2000) (figura A.3). Este proceso sucede para distintos valores de R , sólo que cuando éste es pequeño, la deformación es acomodada por un sólo par de fallas inversas y normales, mientras que cuando R es grande, aparecen múltiples fallas inversas, con lo que los bordes estructurales se hacen cada vez más complejos, favoreciendo un colapso asimétrico. Con R pequeño, la subsidencia superficial es la misma que la de la cámara, mientras que con R grande esta subsidencia superficial es hasta 3 veces más grande que la de la cámara.

En las etapas finales (Roche et al.,..., 2000, Acocella 2007, Hardy 2008), el cizalle está con-

centrado casi completamente en las fallas normales, mientras que en las fallas inversas hay muy poca deformación activa. De esta forma, la geometría final es la de un bloque subsidente, limitado en su parte inferior por fallas normales y en la superior por fallas inversas de geometría convexa, que lo separan de dos cuñas aproximadamente simétricas limitadas por las mismas fallas normales.

En base a lo anterior, se pueden identificar dos casos límites para los modos de colapso (figura A.4):

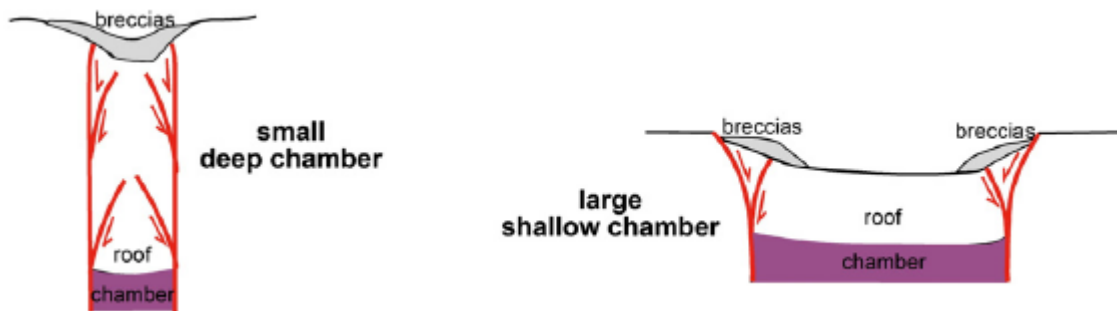


Figura A.4: Casos límites de modos de colapso (Acocella 2007, modificado de Roche et al.,, 2000).

- R pequeño: el colapso es simétrico, con un mecanismo de pistón. El colapso se inicia preferencialmente sobre el techo más grueso de la cámara magmática.
- R grande: el colapso es asimétrico, dominado por múltiples bloques limitados por fallas.

El estudio de Roche et al.,, (2000) muestra una gran similitud entre los modelos análogos y las observaciones de terreno pero a diferencia de esto último, indica que las estructuras principales de colapso son las fallas inversas.

La zona de colapso principal de una caldera no necesariamente coincide con el borde topográfico de ésta. Roche et al.,, (2000) proponen que el borde topográfico coincide con el borde externo de la zona de extensión, pudiendo haber o no una falla normal que manteea hacia el interior de la caldera, lo que depende de las dimensiones de la ésta, grado de subsidencia y propiedades mecánicas de la roca a fallar (razón de Poisson, módulos de cizalle,

módulo de Young, etc).

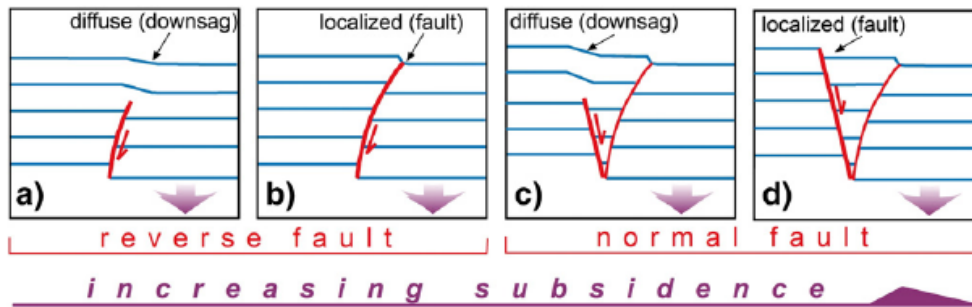


Figura A.5: Migración de fallas inversas a normales (Acocella 2007)

Cuando hay colapso tridimensional, éste es asimétrico y es mayor en el lado de la primera falla inversa que se forma (Roche et al.,, 2000). Entre las fallas normales e inversas se desarrolla una zona de extensión, la cual aparece para valores grandes y pequeños de R y es del mismo tamaño aproximadamente para ambos. De esta forma, su área es pequeña respecto a una caldera grande (R chico) pero grande respecto a una caldera pequeña (R grande). Ésta migra hacia el exterior de la caldera con el desarrollo del colapso.

Acocella (2007) sintetiza todos los estudios de modelación analógica realizados hasta su publicación y sugiere un modelo evolutivo que es común a todos los estudios previos que simulan el colapso de una caldera por la despresurización de un reservorio (figuras A.5, A.6, A.7). En éste, el factor que controla las geometrías de colapso es la subsidencia. En la primera etapa, la subsidencia en el modelo es de unos pocos mm (10^1 - 10^2 mt. en la realidad) con una leve flexura y desarrollo de fallas inversas con manteo extra caldera. En la segunda etapa, las fallas llegan a la superficie y la subsidencia es de varios mm en el modelo (10^2 m en la realidad), con un borde estructural bien definido que es subvertical o que manteea hacia el interior de la caldera pese a que las fallas en profundidad lo hacen hacia el exterior de la caldera. En esta etapa la geometría de la caldera es de tipo pistón o funnel. En la tercera etapa la subsidencia aumenta a 1 cm (1 km en la realidad) desarrollándose una segunda flexura que acomoda la deformación de las fallas normales con manteo hacia el interior de la

caldera que se van formando. Finalmente, en la cuarta etapa, la subsidencia es mayor a 1 cm (más de 1 km en la realidad), las fallas normales llegan a la superficie y forman un segundo escarpe (figura A.5). Como el deslizamiento en la falla inversa continúa, la estructura de colapso consiste en un par de calderas anidadas, formadas por dos fallas anulares.

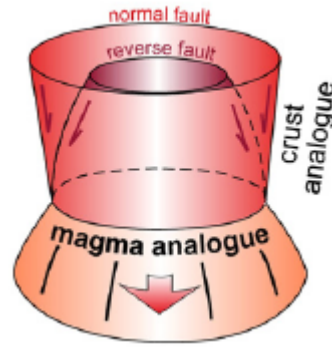


Figura A.6: Modelo de fallas anulares inversas y normales. (Acocella 2007)

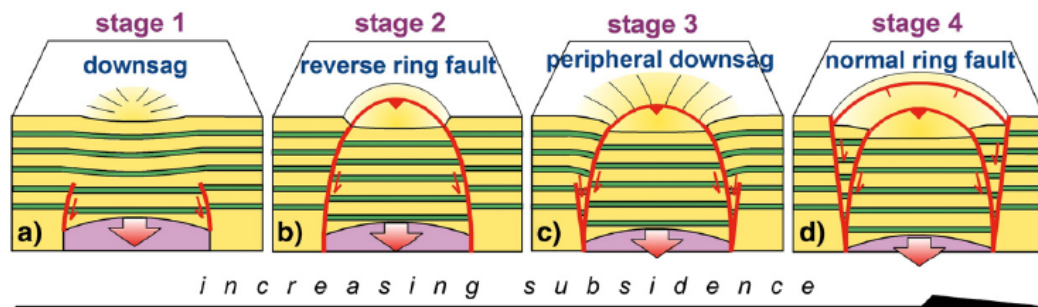


Figura A.7: Modelo evolutivo de desarrollo de fallas anulares inversas y normales. (Acocella 2007)

A.2.1. Geometrías de colapso de una caldera

Las geometrías que se producen cuando se forma una caldera son múltiples y a continuación se muestran las más comunes de ellas (Lipman 1997, Cole et al., 2005, figura A.8):

- Pistón: la caldera colapsa simétricamente en torno a una falla anular. Pueden haber fallas dentro del piso de la caldera, pero su desplazamiento es mucho menor que la falla anular.
- Piecemeal: la caldera colapsa como múltiples bloques separados unos de otros, dando origen a un suelo irregular. La explicación para esto puede ser en base a un control

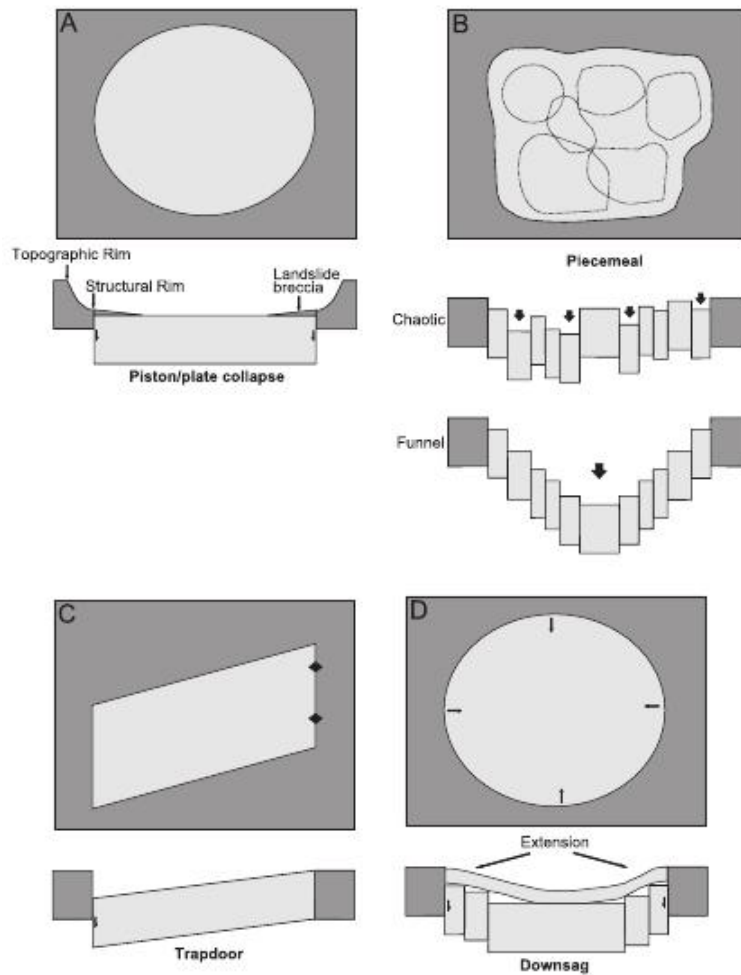


Figura A.8: Geometrías de colapso de calderas (Cole et al.,, 2005).

tectónico a la evacuación diferencial de distintas cámaras magmáticas (Moore y Kokeelaar 1998).

- Trapdoor: ocurre cuando la falla anular no se desarrolla completa y la caldera colapsa más profundamente en una dirección.
- Downsag: ocurre cuando no se forman fallas anulares o éstas no penetran completamente la superficie del suelo. De esta forma, el colapso ocurre por flexuramiento sin fractura, por lo que no hay bordes topográficos claros.

A.2.2. Resurgencia

El colapso de la caldera no implica que la cámara magmática asociada se haya vaciado completamente, sino que puede haber quedado material dentro de ella, el cual puede empezar a ascender. Esto genera deformación superficial, expresada como el alzamiento de un cuerpo conocido como domo resurgente. Esta deformación es acomodada por las mismas estructuras que facilitaron el colapso, proceso similar a una inversión tectónica (Acocella et al.,, 2004). El mismo proceso de cambio de la deformación que se observa en el colapso es el que ocurre durante la resurgencia, es decir, con una primera etapa de actividad de fallas inversas producto de un alzamiento diferencial, las cuales migran a fallas normales (figura A.9). Las fallas inversas confinan la deformación durante el alzamiento y son las responsables del ancho casi constante del domo durante su alzamiento. El cambio de fallas inversas a normales es explicado debido al deslizamiento gravitacional producto de la carga en la periferia de los bloques limitados por las fallas. Así, la zona de mayor desplazamiento dentro del domo es en donde la flexura y el transporte de masa son mayores, que es justo en su parte central (según modelos análogos, Acocella et al.,, 2000, 2001, 2004). En el caso de colapso asimétrico (con mecanismos como trap-door o piece meal), la reactivación de las fallas inversas es proporcional a la subsidencia. De esta forma, la parte de la caldera que más se hunde es la que más se alza.

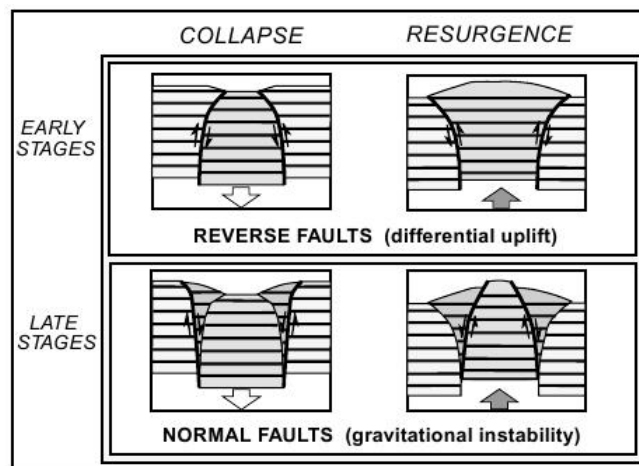


Figura A.9: Modelo de transferencia de la deformación para procesos de subsidencia y resurgencia (Acocella et al., 2000).

Mediante modelos análogos se ha determinado que los factores que controlan el proceso de resurgencia son el cociente entre el espesor de la roca sobre la cámara (T) y el diámetro de la caldera (D), mientras que el tiempo de aplicación sería un factor de segundo orden, (Acocella et al., 2000, Acocella et al., 2001). Para el caso en que T/D es cercano a 1, la resurgencia consiste en un bloque alzado en el cual no hay cambio en los manteos de las capas dentro de él (caso a de la figura A.10) y con actividad volcánica en los bordes de éste. Para el caso en que T/D es cercano a 0,4, el bloque alzado pasa a ser un domo resurgente en el que los manteos de las capas internas cambian debido a que la resistencia flexural de la cobertura es menor que en el caso anterior y con volcanismo en la parte interna y externa del domo (caso b de la figura A.10). Esta diferencia puede ser explicada debido a que si la sobrecarga es pequeña respecto al tamaño del bloque resurgente, la resistencia flexural de la primera es menor y se deflexa más fácilmente. Asociado a esto, la deflexión flexural que se produce en el domo genera un stress frágil apical que genera una depresión central. Esto genera una descompresión que facilita el ascenso de magmas, lo que aumenta la circunferencia y el área del domo, produciendo fracturas radiales (Acocella et al., 2001).

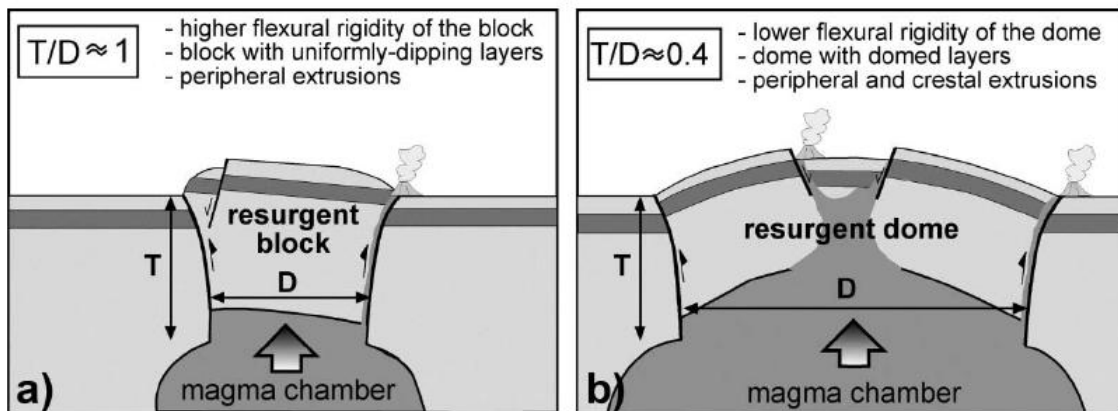


Figura A.10: Modelos de domos resurgentes (Acocella et al., 2001).

En síntesis, se reconocen dos casos extremos de resurgencia (Acocella et al., 2001) (figura A.10):

- T/D grande, en el cual hay actividad postcaldera en torno a los bordes de las calderas (caso a de la figura A.10).

- T/D pequeño, en el cual la actividad postcaldera está en torno a los bordes de ésta y en las fallas normales en el eje del domo (caso b de la figura A.10).

A.3. Control Tectónico

Pese a que el principal factor que controla el colapso y la morfología de una caldera es la cámara magmática bajo ella, la tectónica también juega un rol importante.

Tradicionalmente las calderas son asociadas a sistemas extensionales, en los cuales las estructuras presentes facilitan el ascenso del material dentro de la cámara magmática debido a que no hay una compresión que bloquee su paso. Sin embargo, la distribución espacial de calderas sugiere que la extensión no es una condición necesaria para la formación de éstas (Hughes y Mahood 2008).

Un tipo de control tectónico puede ser la presencia de fallas preexistentes. Éstas son zonas de debilidad que facilitan el colapso y que pueden romper la caldera en múltiples bloques asimétricos (Moore y Kokelaar 1998). Además, las fallas son potenciales zonas de acumulación y transporte de magma (Cole et al 2005). De esta forma, la subsidencia es asimétrica, siendo más profunda en zonas controladas por fallas que en otras, lo que genera mecanismos de colapso de trap-door o piecemeal (Holohan et al., 2005). Además, en presencia de sistemas de fallas de rumbo, los modelos análogos indican que las fallas se pueden reactivar y que la extensión volcánico tectónica es mayor en torno a la zona entre la cámara magmática y las zonas de falla (Holohan et al., 2008).

Modelos análogos (Holohan et al., 2005) y observaciones de terreno (Bosworth et al., 2003), indican que la forma de una caldera es modificada por el campo de stress que actúa en torno a ella. En general, la elongación de ésta es paralela a la dirección de menor esfuerzo horizontal compresivo (σ_{Hmin}). Para el caso de compresión, σ_{Hmin} es perpendicular a la dirección de compresión regional, mientras que en extensión, σ_{Hmin} es paralelo a la dirección

de extensión regional. La presencia de estos stresses modifica la forma isótropa circular a una anisótropa elíptica. A la vez, los esfuerzos regionales van modificando la geometría de las fallas intracaldera (Holohan et al., 2005) (figura A.11). En el caso de un colapso sin stress regional, las fallas inversas de inicio del colapso intracaldera están orientadas a 30° de los esfuerzos aplicados, manteniendo con un ángulo de 75° aproximadamente. En el caso de un regimen extensional, un σ_1 vertical va generando una rotación antihoraria (hacia fuera de la caldera) de las fallas, lo que hace que éstas aumenten su manteo y por lo tanto, el tamaño de la caldera, mientras que en un regimen de compresión, al ser σ_1 horizontal, la rotación del campo de stress efectivo es en sentido horario (hacia el interior de la caldera), disminuyendo el manteo de las fallas y el tamaño del cuerpo que se va hundiendo.

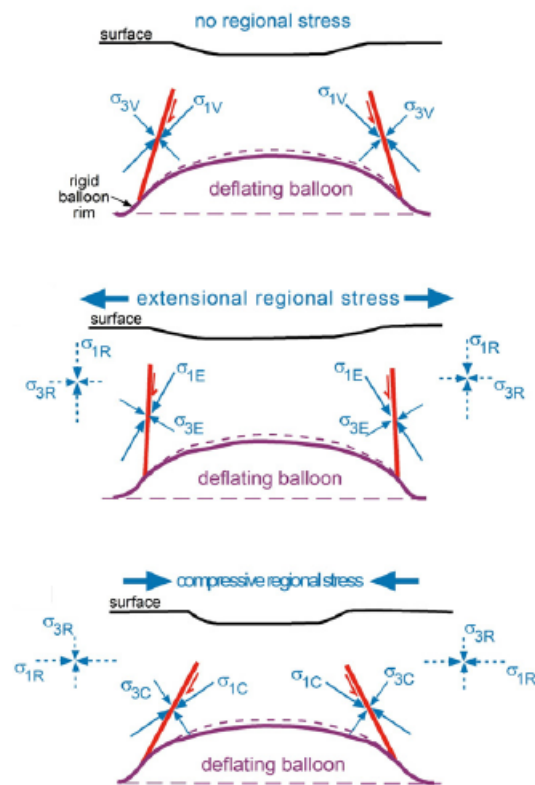


Figura A.11: Ejemplo de rotación de las fallas de borde de una caldera producto de la tectónica sobre una caldera. El primer esquema muestra una caldera sin stress, el segundo una caldera en compresión y el tercero en extensión. (Acocella 2007, modificado de Holohan 2005).

Acocella et al., (2004) sugieren que en el caso en que hay colapso en presencia de fallas pre-existentes, el primero permite que éstas se reactiven durante el desarrollo de la falla

anular con manteo hacia el exterior de la caldera. La reactivación hace que la caldera sea más ancha en la dirección perpendicular a las fallas normales, resultando una elipse cuya elongación es paralela a la dirección de extensión previa (figura A.12).

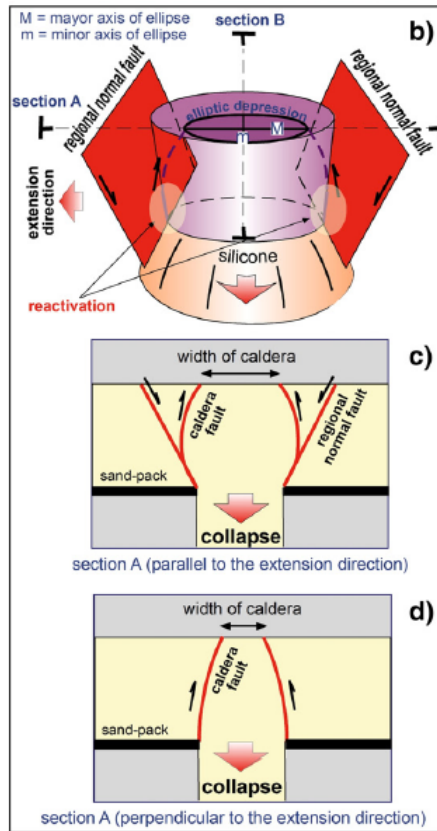


Figura A.12: Esquema de la elipticidad que se produce una caldera en presencia de tectónica regional. Las figuras del medio son secciones paralelas y perpendiculares a la dirección de extensión respectivamente. En la figura del medio se muestran la geometría de fallas anulares inversas y normales, observadas en los estudios de modelos análogos (Acocella 2007, modificado de Acocella et al., 2004).

Pese a que los estudios de colapso de calderas se han hecho principalmente con modelos análogos y numéricos, Acocella (2007) muestra que en base a la distribución estadística de calderas y su orientación respecto a las estructuras regionales conocidas, casi el 50 % de éstas son perpendiculares a las anteriores. También muestra que un poco menos de la mitad de las calderas son paralelas a las estructuras regionales y las restantes siguen direcciones oblicuas a las estructuras. Como se puede apreciar en la figura A.13, la mitad de las calderas cumple con la elongación paralela en la dirección de extensión, mientras que las paralelas a las estructuras están alineadas con la dirección de menor esfuerzo horizontal compresivo. Para los

casos restantes, una alternativa sería la presencia de estructuras previas que controlen el emplazamiento de reservorios magmáticos. Así, los estudios de modelos análogos son similares a la realidad.

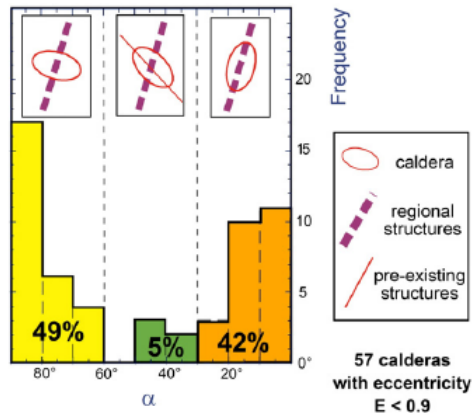


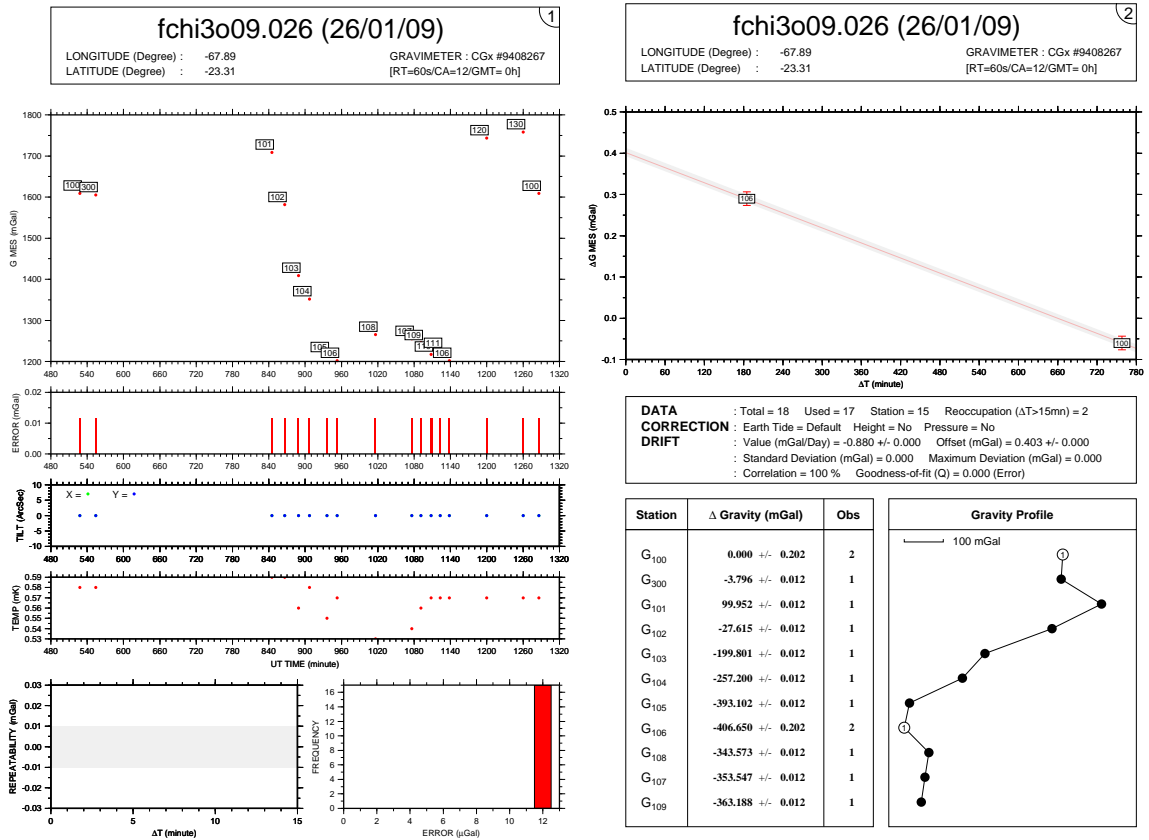
Figura A.13: Distribución de calderas en base a la orientación respecto a estructuras mayores. La mitad de las calderas cumple que son elongadas (Acocella 2007).

Sin embargo, cabe la duda de si el control que ejerce la tectónica regional incide en la forma de una caldera al momento de su colapso o después de su formación. Acocella (2007) sugiere que debido a que la tasa de deformación de una caldera es 5 órdenes de magnitud mayor que el de la tectónica regional, la deformación en el momento del colapso puede ser no considerada y que los modelos análogos dan cuenta de deformación en las calderas luego de su colapso.

Apéndice B

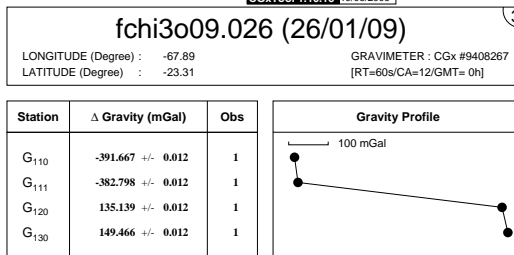
Derivas diarias

A continuación se muestran las tablas de CGxTOOL resultantes del cálculo de las derivas.



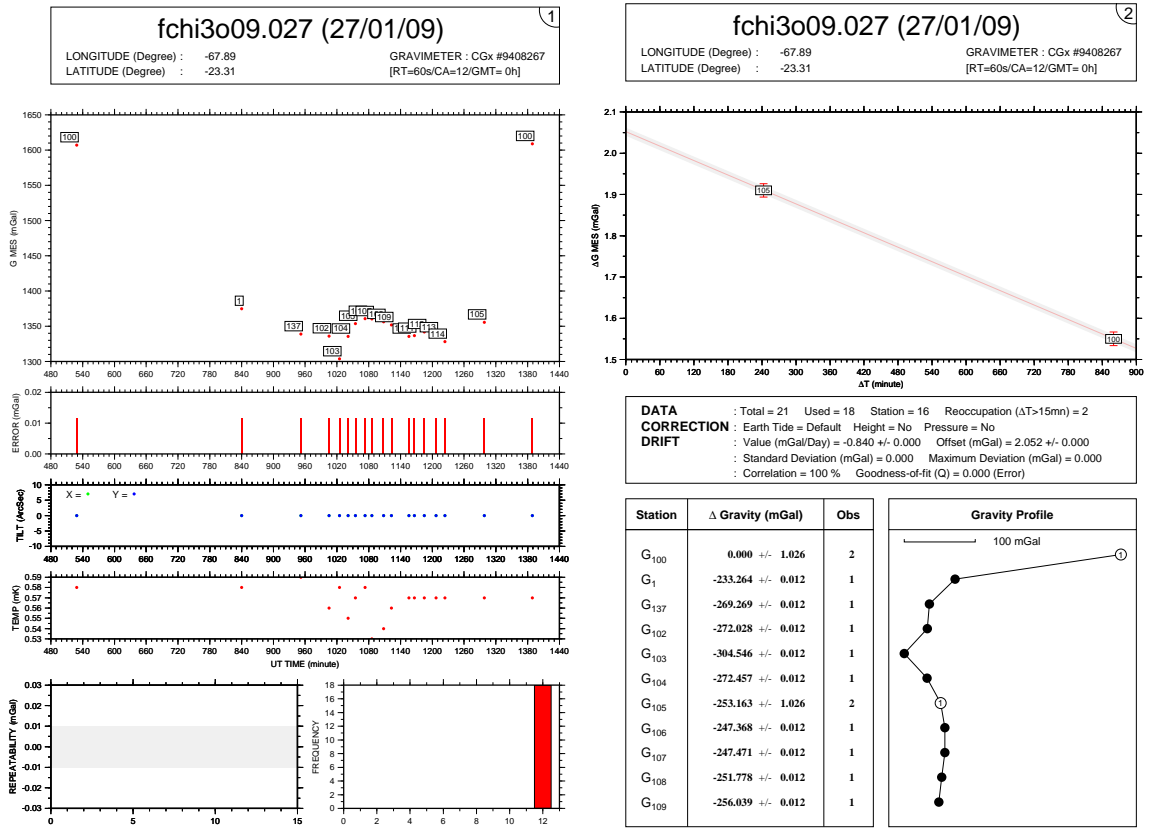
CGxTool 1.10.15 19/06/2009

CGxTool 1.10.15 19/06/2009



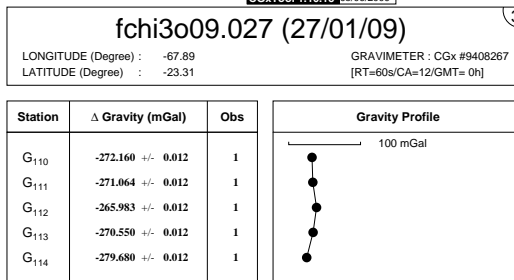
CGxTool 1.10.15 19/06/2009

Figura B.1: Curvas de deriva para el día 26.



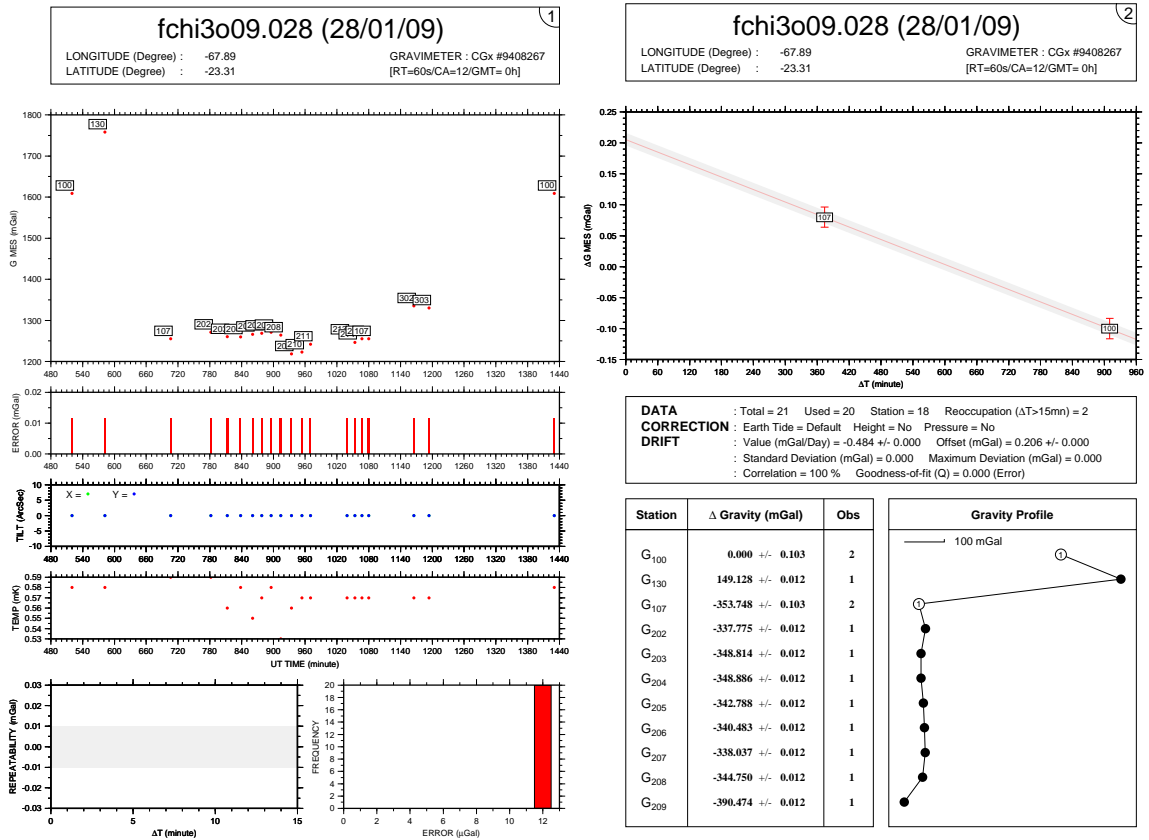
CGxTool 1.10.15 05/06/2009

CGxTool 1.10.15 05/06/2009



CGxTool 1.10.15 05/06/2009

Figura B.2: Curvas de deriva para el día 27.



CGxTool 1.10.15 14/06/2009

CGxTool 1.10.15 14/06/2009

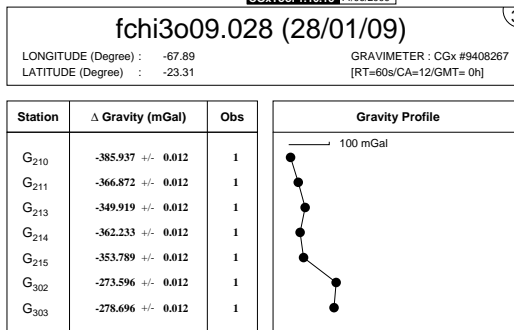


Figura B.3: Curvas de deriva para el día 28.

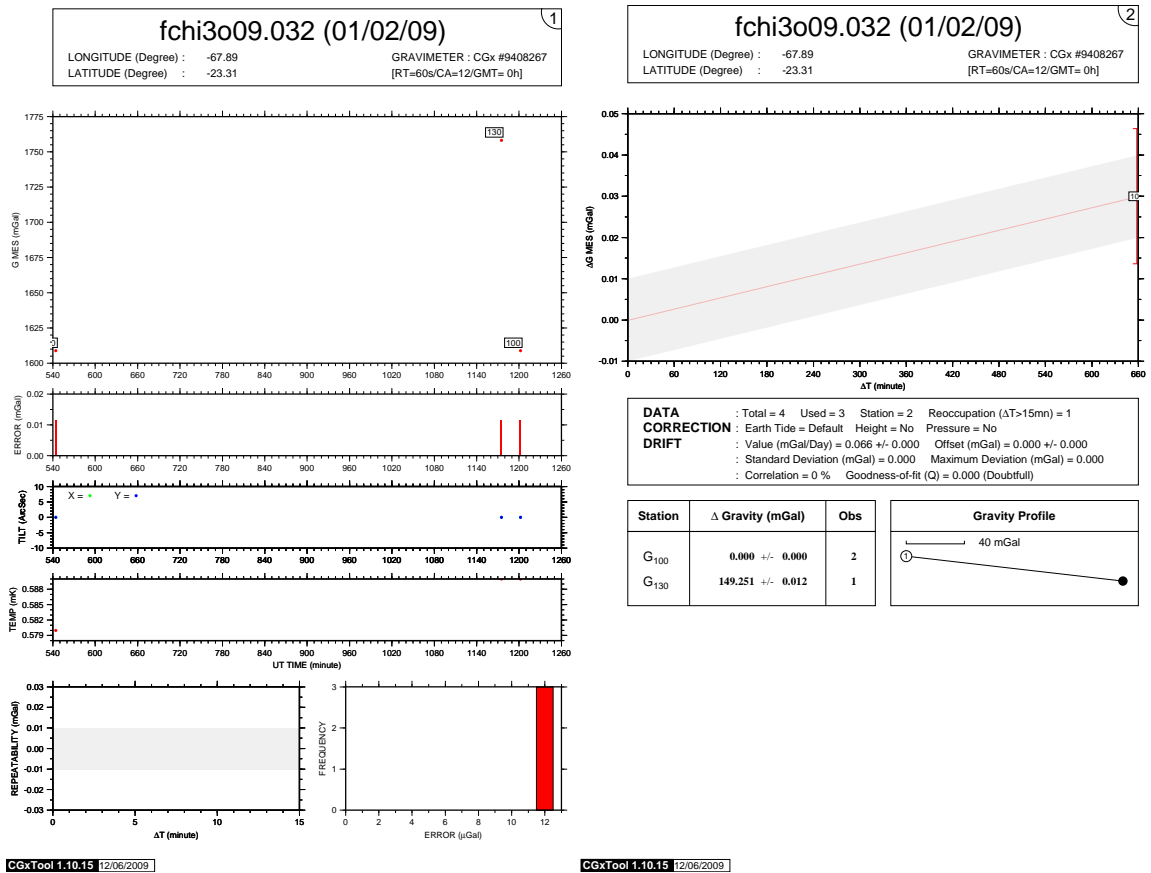


Figura B.4: Curvas de deriva para el día 32.

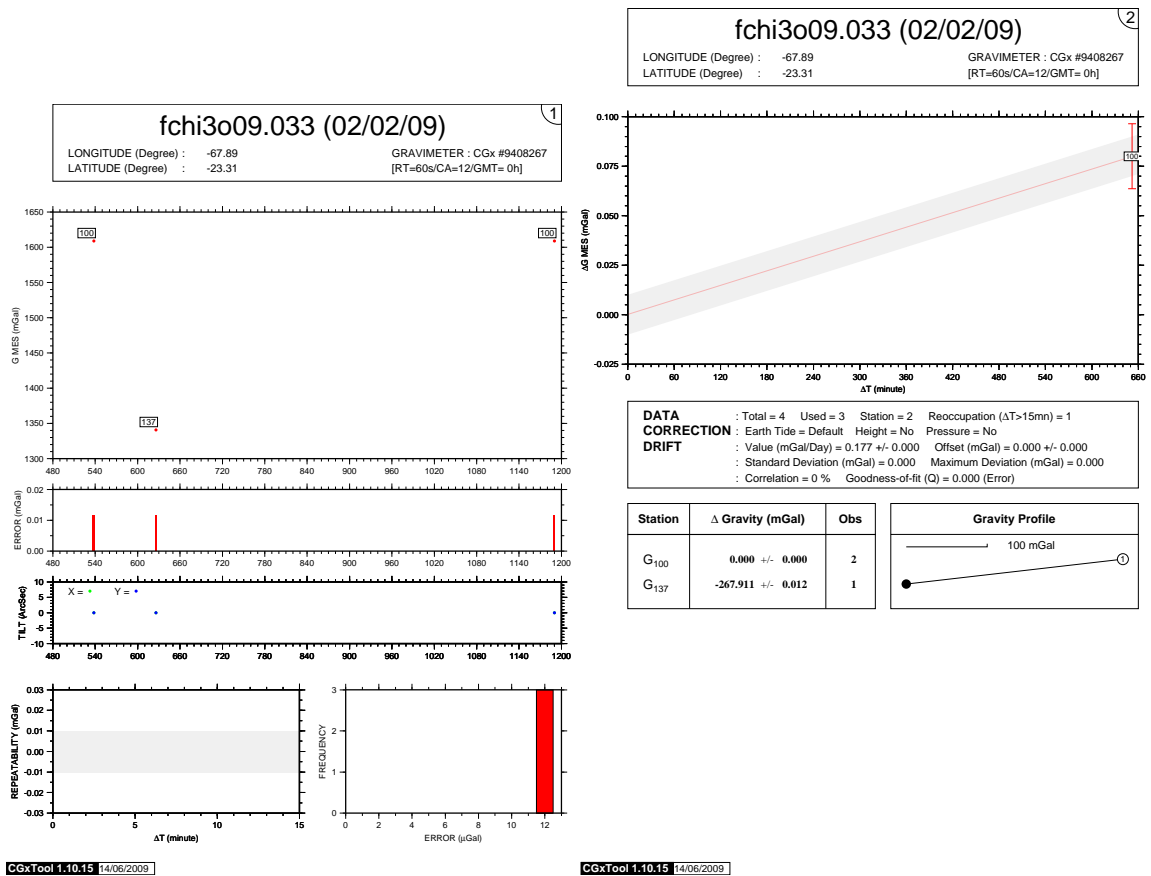
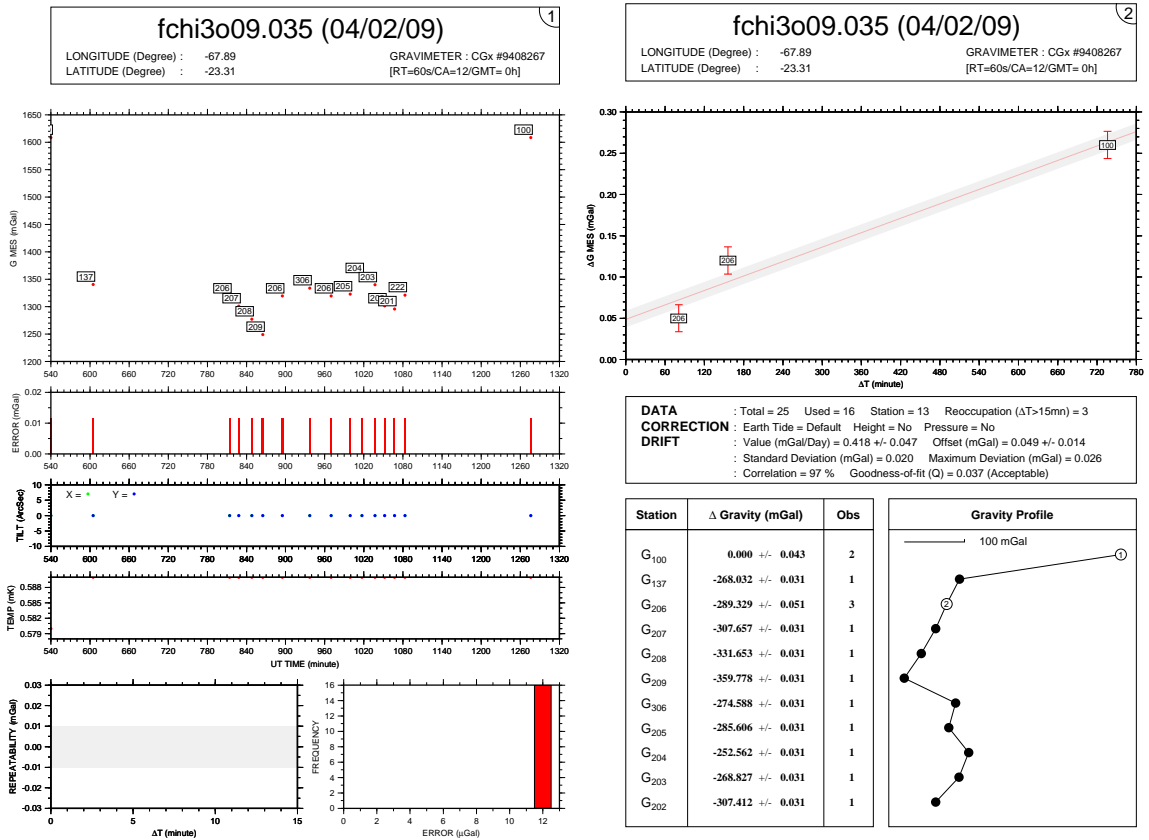
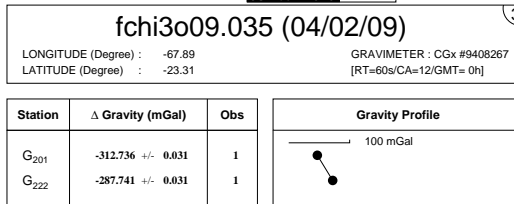


Figura B.5: Curvas de deriva para el día 33.



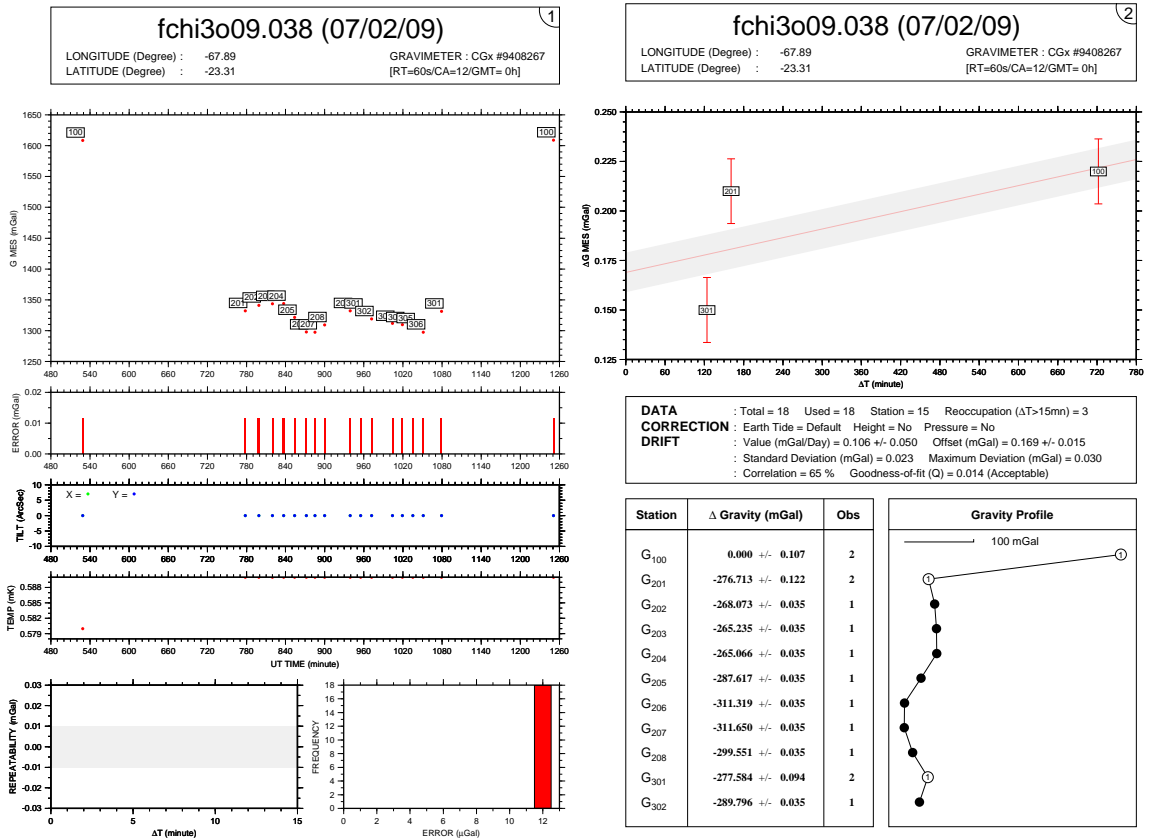
CGxTool 1.10.15 14/06/2009

CGxTool 1.10.15 14/06/2009



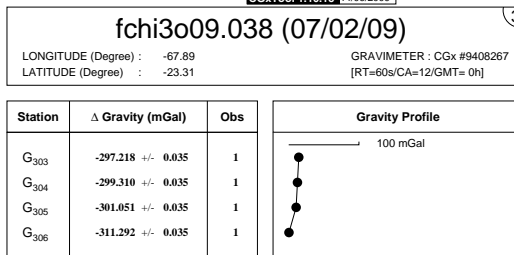
CGxTool 1.10.15 14/06/2009

Figura B.6: Curvas de deriva para el día 35.



CGxTool 1.10.15 14/06/2009

CGxTool 1.10.15 14/06/2009



CGxTool 1.10.15 14/06/2009

Figura B.7: Curvas de deriva para el día 38.

Bibliografía

- [1] Acocella, V., Cifelli, F., Funicicello, R., 2000 *Analogue models of collapse calderas and resurgente domes*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 104, 81 - 96.
- [2] Acocella, V., Cifelli, F., Funicicello, R., 2001 *The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 111, 137 - 153.
- [3] Acocella, V., Funicicello, R., Marotta, E., Orsi, G., de Vita, S., 2004 *The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 129, 199 - 217.
- [4] Acocella, V., 2007 *Understanding caldera structure and development: an overview of analogue models compared to natural calderas*. Earth-Science Reviews, 85, 125 - 160.
- [5] Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. *The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes*. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, 25, 139 - 174.
- [6] Arriagada, C., Cobbold, P.R., Roperch, P., 2006. *Salar de Atacama basin: a record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous*. Tectonics, 25, TC1008, doi:10.1029/2004TC001770.
- [7] Babeyko, A.Y., Sobolev, S.V., Trumbull, R.B., Oncken, O., Lavier, L.L., 2002. *Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau*. Earth and Planetary Science Letters, 199, 373 - 388.
- [8] Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2008. *The magma reservoirs that feed supereruptions*. Elements, 4, 17-21, DOI: 10.2113/GSELEMENTS.4.1.11.
- [9] Bahlburg, H., Bretkreuz, C., Zeil, W., 1988. *Geology of the Coquena Formation (Arenigian-Llanvirnian) in the NW Argentine Puna: constraints on geodynamic interpretation*. En Bahlburg H, Bretkreuz C, Giese P (eds), The Southern Central Andes: contributions to structure and evolution of an active continental margin, Lect Notes Earth Science 17, Springer Berlin Heidelberg New York, 71 - 86.
- [10] Battaglia, M., Gottsmann, J., Carbone, D., Fernández, J., 2008. *4D volcano gravimetry*. Geophysics, 73, 6, WA3 - WA18.
- [11] Blakely, R., 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.
- [12] Bosworth, W., Burke, K., Strecker, M., 2003. *Effect of stress fields on magma chamber stability and the formation of collapse calderas*. Tectonics, 22, 4, 1042, doi:10.1029/2002TC001369.
- [13] Bretkreuz, C., 1995. *The late Permian Peine and Cas formations at the eastern margin of the Salar de Atacama, Northern Chile: stratigraphy, volcanic facies and tectonics*. Revista Geológica de Chile, 22, 1, 3 - 23.
- [14] Bretkreuz, C., Zeil, W., 1994. *The Late Carboniferous to Triassic volcanic belt in Northern Chile*. En: Reuter KJ, Scheuber E, Wigger PJ (eds), Tectonic of the Southern Central Andes. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 277 - 292.
- [15] Bretkreuz, C., Van Schmus, W.R., 1996. *U/Pb geochronology and significance of Late Permian ignimbrites in Northern Chile*. Journal of South American Earth Sciences, 9, 5/6, 281 - 293.
- [16] Briggs, I.C., 1974. *Machine contouring using minimum curvature*. Geophysics, 39, 1, 39 - 48.

- [17] Cady, J.W., 1980 *Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms*. Geophysics, 45, 10, 1.507 - 1.512.
- [18] Campos-Enríquez, J.O., Domínguez-Méndez, F., Lozada-Zumaeta, M., Morales-Rodríguez, H.F., Andaverde-Arredondo, J.A., 2005. *Application of the Gauss theorem to the study of silicic calderas: The calderas of La Primavera, Los Azufres, and Los Humeros (Mexico)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 147, 39 - 67.
- [19] Carle, S.F., 1988. *Three-dimensional gravity modeling of the geologic structure of Long Valley caldera*. Journal of Geophysical Research, 93, B11, 13.237 - 13.250.
- [20] Cayol, V., Cornet, F.H., 1998. *Effects of topography on the interpretation of the deformation field of prominent volcanoes - application to Etna*. Geophysical Research Letters, 25, 1979 - 1982.
- [21] Clift, P., Vannucchi, P., 2004. *Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust*. Reviews of Geophysics, 42, RG2001, doi:10.1029/2003RG000127.
- [22] Cole, J.W., Milner, D.M., Spinks, K.D., 2005. *Caldera and caldera structures: a review*. Earth-Science Reviews, 69, 1 - 26.
- [23] Coutand, I., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E.A., López - Gaumandí, O., 2001. *Style and history of Andean deformation, Puna Plateau, northwestern Argentina*. Tectonics, 20, 2, 210 - 234.
- [24] Damm, K.W., Harmon, R.S., Kelley, S., 1994. *Some isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Central Andean basement*. En: Reuter KJ, Scheuber E, Wigger PJ (eds), Tectonics of the Southern Central Andes. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 263 - 276.
- [25] Davy, B., Caldwell, T., 1998. *Gravity, magnetic and seismic surveys of the caldera complex, Lake Taupo, North Island, New Zealand*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 81, 69 - 89.
- [26] DeNosaquo, K.B., Smith, R.B., Lowry, A.R., 2009. *Density and lithospheric strength models of the Yellowstone-Snake River Plain volcanic system from gravity and heat flow data*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 188, 108 - 127.
- [27] de Silva, S.L., 1989a. *Altiplano-Puna Volcanic Complex of the Central Andes*. Geology, 17, 1102 - 1106.
- [28] de Silva, S.L., 1989b. *Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21° 30' S to 23° 30' S portion of the central Andes of northern Chile*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 37, 93 - 131.
- [29] de Silva, S.L., Francis, P.W., 1989. *Correlation of large ignimbrites - two case studies from the Central Andes of northern Chile*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 37, 133 - 149.
- [30] de Silva, S.L., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J.G., Salas, G., Jimenez, N., 2006. *Large ignimbrite eruptions and volcanotectonic depressions in the Central Andes a thermomechanical perspective*. En: de Natale, G., Troise, C., Kilburn, C. (Eds.), Mechanisms of activity and unrests at large calderas. Special Publication by Geological Society of London, 269, 47 - 63.
- [31] de Silva, S.L., Gosnold, W.D., 2007. *Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 167, 320 - 335.
- [32] Drenth, B.J., Keller, G.R., 2004. *New gravity and magnetic maps of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado*. Eos (Transactions, American Geophysical Union), v. 85, p. F623.
- [33] Deplus, C., Bonvalot, S., Dahrin, D., Diament, M., Harjono, H., Dubois, J., 1995. *Inner structure of the Krakatau volcanic complex (Indonesia) from gravity and bathymetry data*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 64, 23 - 52.
- [34] Elkins, T.A., 1951. *The second derivative method of gravity interpretation*. Geophysics, 16, 1, 29 - 50.
- [35] Featherstone, W.E., Dentith, M.C., 1997. *A geodetic approach to gravity data reduction for geophysics*. Computers & Geosciences, 23, 10, 1063 - 1070.

- [36] Figueroa, J., Figueroa, O., 2006. *Petrografía y geoquímica de las lavas del volcán Sairecabur, Andes Centrales, Chile*. XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Universidad Católica del Norte, Actas Vol. 2, Volcanismo y Magmatismo, 459 - 462.
- [37] Fournier, T.J., Pritchard, M.E., Riddick, S.N., 2010. *Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from Latin America using InSAR and a global synthesis*. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, 1, 1 - 29, Q01003, doi:10.1029/2009GC002558.
- [38] Franz, G., Lucassen, F., Kramer, W., Trumbull, R.B., Romer, R.L., Wilke, H.G., Viramonte, J.G., Becchio, R., Siebel, W., 2006. *Crustal evolution at the Central Andean continental margin: a geochemical record of crustal growth, recycling and destruction*. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (eds), *The Andes - Active Subduction Orogeny*. *Frontiers in Earth Science Series*, Vol 1. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, cap 14, 45 - 64.
- [39] Froger, J.L., Lenat, J.F., Chorowicz, J., Le, Penne, J.L., Bourdier, J.L., Kose, O., Zimitoglu, O., Gundogdu, N.M., Gourgaud, A., 1998. *Hidden calderas evidenced by multisource geophysical data; example of Cappadocian Calderas, Central Anatolia*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185 99 - 128.
- [40] Gabalda, G., Bonvalot, S., Hipkin, R., 2003. *CG3TOOL: an interactive computer program to process Scintrex CG-3/3M gravity data for high-resolution applications* *Computers & Geosciences*, 29, 155 - 171.
- [41] Gardeweg, M., Ramírez, C., 1985. *Hoja Río Zapaleri*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000, N66.
- [42] Gardeweg, M., Ramírez, C., 1987. *La Pacana caldera and the Atana ignimbrite - a major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile*. *Bulletin of Volcanology*, 49, 547 - 566.
- [43] Gardeweg, M., 1991. *The geology, petrology and geochemistry of the Tumisa volcanic complex, North Chile*. PhD Tesis, Kingston Polytechnic.
- [44] Gardeweg, M.C., Sparks, R.S.J., Matthews, S.J., 1998. *Evolution of Lascar Volcano, Northern Chile*. *Journal of the Geological Society, London*, 155, 89 - 104.
- [45] Gardeweg, M., Lindsay, J., 2004. *Lascar volcano and La Pacana caldera*. IAVCEI General Assembly 2004, Pucón, Chile, Field Trip Guide, A2, 32 p.
- [46] Geosoft Corporation, 2010a. *montaj Gravity and Terrain Correction*. Oasis montaj manual.
- [47] Geosoft Corporation, 2010b. *Topics in Gridding*. Oasis montaj manual.
- [48] Geosoft Corporation, 2010c. *montaj MAGMAP Filtering, 2D Frequency Domain Processing of Potential Field Data*. Oasis montaj manual.
- [49] Geshi, N., Shimano, T., Chiba, T., Nakada, S., 2002. *Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan*. *Bulletin of Volcanology*, 64, 55 - 68.
- [50] González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E.E., Shyu, J.B.H., 2009. *Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23° S - 24° S)*. *Tectonics*, 28, TEC6003, doi:10.1029/2009TC002538.
- [51] Götze, H.J., Kirchner, A., 1997. *Interpretation of gravity and geoid in the Central Andes between 20° and 29° S*. *Journal of South American Earth Sciences*, 10, 2, 179 - 188.
- [52] Götze, H.J., Krause, S., 2002. *The Central Andean gravity high, a relic of an old subduction complex?* *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 8, 799-811.
- [53] Gudmundsson, A., 2002. *Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116, 279 - 298.
- [54] Gudmundsson, A., 2006. *How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes*. *Earth-Science Reviews*, 79, 1 - 31.
- [55] Gudmundsson, M.T., Högnadóttir, T., 2007. *Volcanic systems and calderas in the Vatnajökull region, central Iceland: Constraints on crustal structure from gravity data*. *Journal of Geodynamics*, 43, 153 - 169.

- [56] Gupta, V.K., Ramani, N., 1980. *Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain*. Geophysics, 45, 1412 - 1426.
- [57] Hammer, S., 1939. *Terrain corrections for gravimeter surveys*. Geophysics, 4, 3, 184 - 194.
- [58] Hammer, S., 1945. *Estimating ore masses in gravity prospecting*. Geophysics, 10, 50 - 62.
- [59] Hardy, S., 2008. *Structural evolution of calderas: Insights from two-dimensional discrete element simulations*. Geology, 36, 12, 927 - 930.
- [60] Heiskanen, W., Moritz, H., 1967. *Physical Geodesy*. WH Freeman, San Francisco.
- [61] Hildreth, W., 1981. *Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism*. Journal of Geophysical Research, 86 (B11), 10.153 - 10.192.
- [62] Holohan, E.P., Troll, V.R., Walter, T.R., Münn, S., McDonnell, S., Shipton, Z.K., 2005. *Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 144, 119 - 136.
- [63] Holohan, E.P., Van Wyk de Vries, B., Troll, V.R., 2008. *Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes*. Bulletin of Volcanology, 70, 773 - 796, DOI 10.1007/s00445-007-0166-x.
- [64] Hughes, G.R., Mahood, G.A., 2008. *Tectonic controls on the nature of large silicic calderas in volcanic arcs*. Geology, 36, 627 - 630.
- [65] Jones, M.T., Sparks, R.S.J., Valdes, P.J., 2007. *The climatic impact of supervolcanic ash blankets*. Climate Dynamics, 29, 553 - 564.
- [66] Karner, G.D., Watts, A.B., 1983. *Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges*. Journal of Geophysical Research, 88 (B12), 10.449 - 10.477.
- [67] Kay, S.M., Coira, B., Viramonte, J., 1994. *Young mafic back-arc volcanic rocks as a guide to lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau*. Journal of Geophysical Research, 99 (B12), 24.232 - 24.339.
- [68] Kay, S.M., Mpodozis, C., Coira, B., 1999. *Magmatism, tectonism and mineral deposits of the central Andes (22° - 33° S latitude)*. En: Skinner, BJ, ed, Geology and ore deposits of the central Andes. Society of Economic Geology Special Publication, 7, 27 - 59.
- [69] Kay, S.M., Coira, B., Mpodozis, C., 2008. *Field trip guide: Neogene evolution of the central Andean Puna plateau and southern Central Volcanic Zone*. En Kay SM, Ramos VA, eds, Field trip guides to the Backbone of the Americas in the southern and central Andes: : Ridge collision, shallow subduction, and plateau uplift, Geological Society of America Field Guide 13, p. 119 - 183, doi: 10.1130/2008.0013(05).
- [70] Kay, S.M., Coira, B., 2009. *Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau*. En Kay SM, Ramos VA, y Dickinson WR, eds, Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision, Geological Society of America Memoir 204, p. 229 - 259, doi: 10.1130/2009.1204(11).
- [71] Kane, M.F., 1962. *A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer*. Geophysics, 27, 455 - 462.
- [72] Kuhn, D., 2002. *Fold and thrust belt structures and strike-slip faulting at the SE margin of the Salar de Atacama basin, Chilean Andes*. Tectonics, 21, 4, 1026, 10.1029/2001TC901042.
- [73] LaFehr, T.R., 1965. *The estimation of the total amount of anomalous mass by Gauss' theorem*. Journal of Geophysical Research, 70, 8, 1.911 - 1.919.
- [74] LaFehr, T.R., 1991. *Standardization in gravity reduction*. Geophysics, 56, 8, 1.170 - 1.178.
- [75] LaFehr, T.R., 1991. *An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction*. Geophysics, 56, 8, 1.179 - 1.184.
- [76] Li, X., Götze, H.J., 1999. *Comparison of some gridding methods*. The Leading Edge, 56, 8, 898-900.
- [77] Lindsay, J.M., 1999. *Stratigraphy, age relations and magmatic evolution of large-volume felsic ignimbrites of the La Pacana Caldera, Central Andes, Chile*. GFZ Scientific Technical Report, STR99/16.

- [78] Lindsay, J.M., de Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R., Wemmer, K., 2001. *La Pacana caldera, N. Chile: a reevaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the worlds largest resurgent calderas*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 106, 145 - 173.
- [79] Lindsay, J.M., Schmitt, A.K., Trumbull, R.B., de Silva, S.L., Siebel, W., Emmermann, R., 2001. *Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, central Andes, Chile: compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites and implications for contrasting eruption mechanisms*. Journal of Petrology, 42, 459 - 486.
- [80] Lipman, P.W., 1997. *Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry*. Bulletin of Volcanology, 59, 198 - 218.
- [81] Longman, I.M., 1959. *Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun*. Journal of Geophysical Research, 64 (2) 2.351 - 2.355.
- [82] Lowenstern, J.B., Hurwitz, S., 2008. *Monitoring a supervolcano in repose: heat and volatile flux at the Yellowstone caldera*. Elements, 4, 35-40, DOI: 10.2113/GSELEMENTS.4.1.35.
- [83] Lucassen, F., Franz, G., Thirlwall, M., Metzger, K., 1999. *Crustal recycling of metamorphic basement: late Paleozoic granites of northern Chile (22° S) Implications for the composition of the Andean crust*. Journal of Petrology, 40, 1.527 - 1.551.
- [84] Malengreau, B., Lénat, J.F., Froger, J.L., 1999. *Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 88, 131 - 146.
- [85] Marinovic, N., Lahsen, A., 1984. *Hoja Calama*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000, N58.
- [86] Mason, B.G., Pyle, D.M., Oppenheimer, C., 2004. *The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth*. Bulletin of Volcanology, 66, 735 - 748.
- [87] Masturyono, McCaffrey, R., Wark, A., Roecker, S.W., Fauzi, Ibrahim, G., Sukhyar, 2001. *Distribution of magma beneath Toba caldera, north Sumatra, Indonesia, constrained by 3-dimensional P-wave velocities, seismicity, and gravity data*. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2 (4), doi:10.1029/2000GC000096.
- [88] Matthews, S.J., Jones, A.P., Gardeweg, M.C., 1994. *Lascar Volcano northern Chile; evidence for steady-state disequilibrium*. Journal of Petrology, 35, 401 - 432.
- [89] Matthews, S.J., Marquillas, R.A., Kemp, A.J., Grange, F.K., Gardeweg, M.C., 1996. *Active skarn formation beneath Lascar volcano, northern Chile: A petrographic and geochemical study of xenoliths in eruption products*. Journal of Metamorphic Geology, 14, 509 - 530.
- [90] Matthews, S.J., Gardeweg, M.C., Sparks, R.S.J. 1997. *The 1984 to 1996 cyclic activity of Lascar Volcano, northern Chile: cycles of dome growth, dome subsidence, degassing and explosive eruptions*. Bulletin of Volcanology, 59, 72 - 82.
- [91] Matthews, S.J., Marquillas, R., Kemp, J., 1997. *The lateral extent of the Yacoraita Formation (Maastriichtian) beneath the Tertiary - Recent volcanic deposits of NE Chile and NW Argentina at 23° S*. Actas del VIII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen 2, 534 - 536.
- [92] McClay, K., 1989 *4.2 Thrust systems II - a review of thrust terminology*. En McClay, K.R., 1999. Tectonic regimes and fault systems: structural geology for petroleum exploration. Short Course. Professor of Royal Holloway, University of London, p. 293 - 307.
- [93] Menke, W., 1989 *Geophysical data analysis : discrete inverse theory*. International Geophysics Series, V 45, Academic Press, San Diego.
- [94] Miller, C., Wark, D., 2008. *Supervolcanoes and their explosive supereruptions*. Elements, 4, 11-16, DOI: 10.2113/GSELEMENTS.4.1.11.
- [95] Mogi, K., 1958. *Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surface around them*. Bulletin of the Earthquake Research Institute of Tokyo, 36, 99 - 134.

- [96] Moore, I., Kokelaar, P., 1998. *Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: a case study of Glencoe volcano, Scotland*. Geological Society of America Bulletin, 110, 11, 1.448 - 1.466.
- [97] Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., Reich, M., 2005. *Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes*. Tectonophysics, 399, 125 - 154.
- [98] Moritz, H., 1980. *Geodetic Reference System 1980*. Bulletin Géodésique, 54, 395 - 405.
- [99] Muñoz, N., Charrier, R., Jordan, T., 2002. *Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile*. Revista Geológica de Chile, 29, 1, 55 - 80.
- [100] Nagy, D., 1966. *The gravitational attraction of a right rectangular prism*. Geophysics, 31, 2, 362 - 371.
- [101] Newhall, C.G., Self, S., 1982. *The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism*. Journal of Geophysical Research, 87, C2, 1.231 - 1.238.
- [102] Nettleton, L.L., 1939. *Determination of density for reduction of gravimeter observations*. Geophysics, 4, 176 - 183.
- [103] Opazo, T., 2009. *Modelo hidrogeológico conceptual de las cuencas altiplánicas fronterizas de Múcar y Sico, II Región de Antofagasta*. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile.
- [104] Parasnis, D.S., 1962. *Principles of Applied Geophysics*. Methuen, London, 176 p.
- [105] Pavez, A., 2005. *Structure et déformations du Volcan Lascar á partir d'observations par satellites et au sol: Apports á la connaissance et la surveillance de volcans andésitiques*. Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris, 381 p.
- [106] Pavez, A., Remy, D., Bonvalot, S., Diament, M., Gabalda, G., Froger, J.L., Julien, P., Legrand, D., Moisset, D., 2006. *Insight into ground deformations at Lascar volcano (Chile) from SAR interferometry, photogrammetry and GPS data: Implications on volcano dynamics and future space monitoring*. Remote Sensing of Environment, 100, 307 - 320.
- [107] Pavez, A., Corts, J.A., Self, S., Kuwata, A.K., Gardeweg, M., 2008. *New insights on La Pacana caldera system, northern Chile, and its ignimbrite sheets*. Proceedings of IAVCEI General Assembly, Reykjavik, Iceland, August 2008.
- [108] Plouff, D., 1976. *Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and applications to magnetic terrain corrections*. Geophysics, 41, 4, 727 - 741.
- [109] Prezzi, C., Götze, H.J., Schmidt, S., 2009. *3D density model of the Central Andes*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 177, 217 - 234.
- [110] Pritchard, M., Simons, M., 2002. *A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes*. Nature, 418, 167 - 171.
- [111] Ramírez, C.F., Gardeweg, M., 1982. *Hoja Toconao*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000, N°54.
- [112] Ramelow, J., Riller, U., Romer, R.L., Oncken, O., 2006. *Kinematic link between episodic trapdoor collapse of the Negra Muerta caldera and motion on the Olacapato - El Toro fault zone, southern central Andes*. International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau), 95, 529 - 541.
- [113] Rasmussen, R., Pedersen, L.B., 1978 *End corrections in potential field modelling*. Geophysical Prospecting, 27, 749 - 760.
- [114] Reutter, K.J., Charrier, R., Götze, H.J., Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., Giese, P., Reuther, C.D., Schmidt, S., Rietbrock, A., Chong, G., Belmonte-Pool, A., 2006. *The Salar de Atacama basin: a subsiding block within the western edge of the Altiplano-Puna Plateau*. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (eds), The Andes - Active Subduction Orogeny. Frontiers in Earth Science Series, Vol 1. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, cap 14, 303 - 325.
- [115] Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., Oncken, O., 2001. *Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes*. Earth and Planetary Science Letters, 188, 299 - 311.

- [116] Roche, O., Druitt, T.H., Merle, O., 2000. *Experimental study of caldera formation*. Journal of Geophysical Research, 105, B1, 395 - 416.
- [117] Roy, A., 1962. *Ambiguity in geophysical interpretation*. Geophysics, 27, 1, 90 - 99.
- [118] Rymer, H., Brown, G.C., 1986. *Gravity fields and the interpretation of volcanic structures; geological discrimination and temporal evolution*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 27, 229 - 254.
- [119] Rymer, H., Williams-Jones, G., 2000. *Volcanic eruption prediction: magma chamber physics from gravity and deformation measurements*. Geophysical Research Letters, 27, 16, 2.389 - 2.392.
- [120] Saad, A.H., 2006. *Understanding gravity gradients - a tutorial*. The Leading Edge, 25, 8, 942 - 949
- [121] Salfity, J., 1985. *Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino*. IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 2, 119 - 137.
- [122] Self, S., Blake, S., 2008. *Consequences of explosive supereruptions*. Elements, 4, 41 - 46, DOI: 10.2113/GSELEMENTS.4.1.41.
- [123] Self, S., de Silva, S.L., Cortés, J.A., 2008. *Enigmatic clastogenic rhyolitic volcanism: The Corral de Coquena spatter ring, North Chile*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177, 812 - 821.
- [124] Schmidt, S., Götze, H.J., 2006. *Bouguer and isostatic maps of the Central Andes*. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (eds), The Andes - Active Subduction Orogeny. Frontiers in Earth Science Series, Vol 1. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, cap 28, 559 - 562.
- [125] Schmitt, A.K., de Silva, S.L., Trumbull, R.B., Emmermann, R., 2001. *Magma evolution in the Purico ignimbrite complex, N. Chile: Evidence for zoning of a dacitic magma by injection of rhyolitic melts following mafic recharge*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 140, 680 - 700.
- [126] Schmitt, A.K., Lindsay, J.M., de Silva, S.L., Trumbull, R.B., 2002. *U-Pb zircon chronostratigraphy of early-Pliocene ignimbrites from La Pacana, north Chile: implications for the formation of stratified magma chambers*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 120, 43 - 53.
- [127] Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Kind, R., Pardo, M., Heit, B., Monfret, T., 1999. *Seismicity and average velocities beneath the Argentine Puna Plateau*. Geophysical Research Letters, 26, 19, 3.025 - 3.028.
- [128] Seebeck, H., Nicol, A., Stern, T.A., Bibby, H.M., Stagpoole, V., 2009. *Fault controls on the geometry and location of the Okataina Caldera, Taupo Volcanic Zone, New Zealand*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.04.011.
- [129] Shuey, R.T., Pasquale, A.S., 1973. *End corrections in magnetic profile interpretation*. Geophysics, 35, 293 - 302.
- [130] Simpson, R.W., Jachens, R.C., Blakely, R., Saltus, R.W., 1986. *A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies*. Journal of Geophysical Research, 91 (B8), 8.348 - 8.372.
- [131] Smith, N., Cassidy, J., Locke, C.A., Mauk, J.L., Christie, A.B., 2006. *The role of regional-scale faults in controlling a trapdoor caldera, Coromandel Peninsula, New Zealand*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 149, 312 - 328.
- [132] Sparks, S., Self, S., Grattan, J., Oppenheimer, C., Pyle, D., Rymer, H., 2005. *Super eruptions, global effects and future threats*. Report of a Geological Society of London Working Group, The Open University, UK., 26 p.
- [133] Spector, A., Grant, F.S., 1970. *Statistical models for interpreting aeromagnetic data*. Geophysics, 35, 293 - 302.
- [134] Spinks, K., Acocella, V., Cole, J., Bassett, K., 2005. *Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 144, 7 - 22.
- [135] Syberg, F.J.R., 1972. *A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields*. Geophysical Prospecting, 20, 1, 47 - 75.

- [136] Tassara, A., Yáñez, G., 2003. *Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47° S)*. Revista Geológica de Chile, 30, 2, 159 - 186.
- [137] Tassara, A., Götze, H.J., Schmidt, S., Hackney, R.I., 2006. *Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin*. Journal of Geophysical Research, 111, B09404, doi:10.1029/2005JB003976.
- [138] Tiede, C., Camacho, A.G., Gerstenecker, C., Fernández, J., Suyanto, I., 2005. *Modeling the density at Merapi volcano area, Indonesia, via the inverse gravimetric problem*. Geochemistry Geophysics Geosystems, 6, Q09011, doi:10.1029/2005GC000986.
- [139] Torge, W., 1989. *Gravimetry*. de Gruyter, New York.
- [140] Trasatti, E., Giunchi, C., Bonafede, M., 2005. *Structural and rheological constraints on source depth and overpressure estimates at the Campi Flegrei caldera, Italy*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 144, 105 - 118
- [141] Trumbull, R., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., Hongn, F., 2006. *The time space distribution of cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implications*. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (eds), The Andes - Active Subduction Orogeny. Frontiers in Earth Science Series, Vol 1. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, cap 2, 29-43.
- [142] Williams-Jones, G., Rymer, H., Mauri, G., Gottsmann, J., Poland, M., Carbone, D., 2008. *Toward continuous 4D microgravity monitoring of volcanoes*. Geophysics, 73, 6, WA19 - WA28.
- [143] Wilson, C., 2008. *Supereruptions and supervolcanoes: processes and products*. Elements, 4, 29-34, DOI: 10.2113/GSELEMENTS.4.1.29.
- [144] Whitman, D., Isacks, B., Kay, S.M., 1996. *Litospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics*. Tectonophysics, 259, 29 - 40.
- [145] Won, I.J., Bevis, M.G., 1987. *Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and Fortran subroutines*. Geophysics, 52, 2, 232 - 238.
- [146] Yuan, X., Sobolev, S., Kind, R., 2002. *Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications*. Earth and Planetary Science Letters, 199, 389 - 402.
- [147] Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., Yuan, X., 2003. *Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna magma body, Central Andes*. Pure and Applied Geophysics, 160, 789-807.