



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

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL ENTRE LOS VALLES DEL RÍO TINGUIRIRICA
Y TENO,
CORDILLERA PRINCIPAL DE CHILE CENTRAL:
MICROSISMICIDAD Y GEOLOGÍA SUPERFICIAL.**

**MEMORIA PARA OPTAR A TÍTULO DE GEÓLOGA
ANDREA CATHERINE GONZÁLEZ CONTRERAS**

**PROFESOR GUÍA
DIANA COMTE SELMAN**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ
MARCELO FARÍAS THIERS**

SANTIAGO DE CHILE
OCTUBRE, 2008

RESUMEN

La región de estudio se ubica en la Cordillera Principal de Chile Central entre los valles de los ríos Tinguiririca y Teno está constituida por rocas volcánicas y sedimentarias marinas y continentales que abarcan desde el Jurásico a la actualidad.

En esta región se reconoce la Falla El Fierro, considerada como una falla de relevancia regional en el control estructural de la zona.

Al oeste de la traza principal de El Fierro rocas cenozoicas pertenecientes a la Formación Abanico presentan una intensa deformación asociada a la actividad del sistema estructural El Fierro en la inversión de la cuenca de Abanico.

En la Actualidad se ha detectado una intensa actividad sísmica superficial en esta zona, datos obtenidos a partir del sismo del 28 de Agosto del 2004 sugieren en la zona un movimiento combinado de rumbo dextral y manteo al este con orientación NNE.

La integración de datos geológicos y geofísicos permite establecer que esta zona corresponde a una zona de debilidad asociada al sistema de falla El Fierro que acomoda la deformación de la corteza.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar me gustaría agradecer a los profesores que formaron parte de la comisión que me acompañó en el desarrollo de este trabajo por su paciencia y disposición y compañía, especialmente a Patilo por cumplir su palabra.

Al proyecto anillo ACT-18 que financió el estudio.

A mis compañeros de oficina; Mito, Jose y Manu, la pandilla del F; Chica, Sergio, Daniel por su compañía en las eternas pero a la vez cortas noches de trabajo y carrete

A mi familia completa sin duda, padres, hermanos, tios ,primos, guelli por su comprensión y paciencia

A todos esos grandiosos amigos que sin problema extendieron los brazos para ayudarme.

A mis amiguis de carrera, Karina, Daniela, Rodolfo, Chala, Paula, Karina, Cristóbal, Paulina, Romina, Seba , Guille y Melu.

A mis amigos de la vida, Caros, Nadia, Javiera, Fernanda, Andrea

A la danza y a la vida

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	9
1.2. OBJETIVOS	10
1.2.1. OBJETIVO GENERAL	10
1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	10
1.3. HIPÓTESIS	10
1.4. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	11
1.5. METODOLOGÍA	13
1.5.1. METODOLOGÍA GEOLÓGICA	13
1.5.2. METODOLOGÍA SISMOLÓGICA	13
1.5.3. INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN GEOLÓGICA Y SISMOLÓGICA	14
1.6. ESTUDIOS ANTERIORES	15
2. MARCO TECTÓNICO	18
2.1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES	20
2.1.1. CORDILLERA DE LA COSTA	20
2.1.2. DEPRESIÓN CENTRAL	21
2.1.3. CORDILLERA PRINCIPAL	21
2.1.4. ANTEPAÍS	22
2.2. EVOLUCIÓN TECTÓNICA	23
3. MARCO GEOLÓGICO	26
3.1. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	26
3.1.1. FORMACIÓN NACIENTES DEL TENO	26
3.1.2. FORMACIÓN RÍO DAMAS	30
3.1.3. FORMACIÓN BAÑOS DEL FLACO	32
3.1.4. TOBA BLANCA DE 104 MA (UNIDAD INFORMAL)	34
3.1.5. UNIDAD CLÁSTICA CAFÉ ROJIZA (BRCU <i>SENSU</i> CHARRIER ET AL., 1996)	35
3.1.6. FORMACIÓN ABANICO	37
3.1.7. VOLCANISMO ANDINO JOVEN	40
3.2. ROCAS INTRUSIVAS	42
3.3. ESTRUCTURAS	43
3.3.1. FALLA EL FIERRO	43
3.3.2. VALLE DEL RÍO TINGUIRIRICA	45
3.3.3. SUR DEL RÍO TENO	47

<u>4. GEOLOGÍA LOCAL</u>	<u>48</u>
4.1. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	48
4.1.1. FORMACIÓN ABANICO	48
4.1.2. CONGLOMERADOS DEL CAMPO DEL COLORADO	58
4.2. ESTRUCTURAS	60
4.2.1. FALLAS	61
4.2.2. PLIEGUES	66
4.2.3. DISCORDANCIAS	70
<u>5. SISMOLOGÍA</u>	<u>71</u>
5.1. SISMO DEL 28 DE AGOSTO DEL 2004	73
5.2. MODELO DE VELOCIDADES	75
5.3. RÉPLICAS DEL SISMO EL FIERRO.	76
<u>6. DISCUSIÓN</u>	<u>79</u>
<u>7. CONCLUSIONES</u>	<u>84</u>
<u>REFERENCIAS</u>	<u>85</u>

ÍNDICE DE FIGURAS

- FIGURA 1.** MAPA DE UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO (CUADRO ROJO) Y SUS VÍAS DE ACCESO. EXTRAÍDO Y MODIFICADO DEL SITIO WEB DEL SERVICIO NACIONAL DEL TURISMO DEL GOBIERNO DE CHILE, TURISTEL ([HTTP://WWW.TURISTEL.CL](http://www.turistel.cl)). _____ **11**
- FIGURA 2.** IMAGEN SATELITAL ASTER CON COMBINACIÓN DE BANDAS 731 DE LA REGIÓN DE ESTUDIO (CUADRO ROJO) Y SUS ALREDEDORES. SE INDICAN RÍOS, ESTEROS, QUEBRADAS Y CERROS PRINCIPALES. _____ **12**
- FIGURA 3.** MARGEN SUDAMERICANO, VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DEL MOVIMIENTO DE LAS PLACAS QUE INTERACTÚAN CON EL MARGEN OCCIDENTAL SUDAMERICANO. PRINCIPALES ASPECTOS MORFOLÓGICOS DEL CONTINENTE. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO AL SUR DE LOS ANDES CENTRALES SEGÚN LA CLASIFICACIÓN DE GANSSER (1993). MODIFICADO DE FARÍAS (2007) _____ **18**
- FIGURA 4.** DISTRIBUCIÓN DE LAS PRINCIPALES UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DE LA ZONA VOLCÁNICA SUR EN CHILE; CC: CORDILLERA DE LA COSTA, DC: DEPRESIÓN CENTRAL, CP: CORDILLERA PRINCIPAL Y CORDILLERA PATAGÓNICA. MODIFICADO DE CHARRIER ET AL., 2007. _____ **20**
- FIGURA 5.** ESQUEMA DE LA EVOLUCIÓN CENOZOICA DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL. MODIFICADO DE FOCK, 2005. _____ **25**
- FIGURA 6.** MAPA GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE ESTUDIO BASADO EN DAVISON (1971), ZAPATTA (1995), PIQUER (2005) Y EL PRESENTE TRABAJO. _____ **28**
- FIGURA 7.** A) SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA DEL SECTOR COMPRENDIDO ENTRE LOS RÍOS TINGUIRIRICA Y TENO DESDE EL JURÁSICO AL PRESENTE, BASADA EN KLOHN (1960), DAVIDSON Y VICENTE (1973), DAVIDSON (1971), ARCOS (1987), ZAPATTA (1995), PIQUER (2005), CHARRIER ET AL. (2007) Y OBSERVACIONES REALIZADAS EN TERRENO. B) PERFIL ESQUEMÁTICO DE LA ZONA DE ESTUDIO, BASADO EN ZAPATTA (1995) Y OBSERVACIONES REALIZADAS EN EL PRESENTE ESTUDIO. _____ **29**
- FIGURA 8.** VISTA HACIA EL SUR – ESTE, LADERA SUR DEL VALLE DEL RÍO TINGUIRIRICA, DESDE LA LOCALIDAD DE TERMAS DEL FLACO. SE OBSERVA LA FORMACIÓN BAÑOS DEL FLACO Y LA UNIDAD CLÁSTICA CAFÉ ROJIZA AL NORTE DEL PASO EL FIERRO. _____ **36**
- FIGURA 9.** LADERA SUR DEL CERRO ALTO DEL PADRE. SE PUEDE OBSERVAR LA DISPOSICIÓN PRÁCTICAMENTE HORIZONTAL DE LOS DEPÓSITOS VOLCÁNICOS. MIRADA DESDE EL SUR - OESTE. _____ **40**
- FIGURA 10.** VISTA HACIA EL NOR- OESTE DE LA LADERA SUR – ESTE DEL CERRO SORDO LUCAS. _____ **41**
- FIGURA 11.** VISTA DESDE QUEBRADA LOS LUNES HACIA EL NOR-OSTE DEL VALLE DEL RÍO TINGUIRIRICA, LADERA NORTE. PLIEGUES ESTUDIADOS POR ZAPATTA (1995), INMEDIATAMENTE AL NORTE DE LA REGIÓN DE ESTUDIO. _____ **45**
- FIGURA 12.** VISTA HACIA EL SUR-ESTE DE LA LADERA SUR DEL VALLE DEL RÍO TINGUIRIRICA, SE OBSERVA UN SINCLINAL DE GRAN LONGITUD DE ONDA Y POCA AMPLITUD QUE AFECTA A LAS ROCAS DE FORMACIÓN ABANICO QUE SUBYACEN A LAS LAVAS CUATERNARIAS DEL CERRO ALTOS DEL PADRE. _____ **46**

- FIGURA 13.** LIMOLITAS PLEGADAS EN EL SECTOR DE CAMPO DEL COLORADO. A) VISTA AL NOR-OESTE, LOS ESTRATOS FORMAN UNA SUCESIÓN DE PLIEGUES CHEVRON. B) VISTA HACIA EL NOR-ESTE, SE OBSERVAN PLIEGUES CON VERGENCIA AL OESTE. _____ **49**
- FIGURA 14.** VISTA HACIA EL SUR-ESTE DESDE EL CERRO ALTO DEL PADRE, EN EL FONDO SE APRECIA EL ESTERO DEL COLORADO Y EN SU LADERA OCCIDENTAL LA SECUENCIA DE ROCAS ESTRATIFICADAS DEL MIEMBRO SEDIMENTARIO DE LA FORMACIÓN ABANICO SOBRE UN NIVEL DE ROCAS VOLCANOCLÁSTICAS DE COLOR ROJIZO Y GRIS. _____ **50**
- FIGURA 15.** VISTA HACIA EL NOR-ESTE DEL CERRO ALTO DEL PADRE, SE OBSERVA LA SUCESIÓN DE ESTRATOS DEL MIEMBRO LACUSTRE DE LA FORMACIÓN ABANICO QUE SUBYACE A LOS CONGLOMERADOS DEL CAMPO DEL COLORADO. _____ **50**
- FIGURA 16.** COLUMNA ESTRATIGRÁFICA LEVANTADA EN EL SECTOR DEL CAMPO DEL COLORADO, BASADA EN OBSERVACIONES REALIZADAS EN EL TRABAJO DE TERRENO DEL PRESENTE ESTUDIO Y EN ARCOS (1987). EN LA UNIDAD DE CONGLOMERADOS INTERCALADOS CON NIVELES DE ARENISCA DE LA FORMACIÓN ABANICO SE OBSERVAN PALEOCANALES Y ESTRATIFICACIÓN CRUZADA; EN LOS NIVELES DE ARENISCA DE LOS CONGLOMERADOS DEL COLORADO TAMBIÉN SE OBSERVAN PALEOCANALES. SE TIENE UNA EDAD PLEISTOCENA PARA LAS LAVAS DEL CERRO ALTO DEL PADRE. _____ **51**
- FIGURA 17.** VISTA HACIA EL NORTE DE UN ESTRATO CON ALTA INCLINACIÓN COMPUESTO POR CONGLOMERADOS INTERCALADOS CON ARENISCAS. LOS INDICADORES DE POLARIDAD (PALEOCANAL Y ESTRATIFICACIÓN CRUZADA) INDICAN UNA POLARIDAD POSITIVA HACIA EL ESTE. EN ESTE CASO AYUDA A DETERMINAR QUE ÉSTE ESTRATO FORMA PARTE DEL FLANCO ORIENTAL DE UN ANTICLINAL VOLCADO. _____ **53**
- FIGURA 18.** VISTA HACIA EL NOR-ESTE, DE LA LADERA ESTE DEL CAJÓN DEL BURRO. EN COLOR NARANJO SE DESTACA LA ESTRATIFICACIÓN DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS SOBRE UNIDADES FINAS (COLOR AMARILLO) DE LA FORMACIÓN ABANICO. _____ **54**
- FIGURA 19.** NIVEL DE CALIZA CON CONCRECIONES _____ **54**
- FIGURA 20.** COLUMNA ESTRATIGRÁFICA LEVANTADA AL SUR DEL PORTEZUELO EL BAULE, EN EL CAJÓN DEL BURRO, BASADO EN OBSERVACIONES REALIZADAS EN EL TRABAJO DE TERRENO DEL PRESENTE ESTUDIO. SE DISTINGUEN ESTRATOS SEDIMENTARIOS Y VOLCÁNICOS PERTENECIENTES A LA FORMACIÓN ABANICO Y LAVAS DEL CERRO SORDO LUCAS. _____ **55**
- FIGURA 21.** VISTA HACIA EL OESTE DE LA ZONA DE ESTUDIO. SE OBSERVA LA LADERA OCCIDENTAL DEL CAJÓN DEL BURRO, DONDE PREDOMINA MATERIAL DISGREGADO. EN EL CORDÓN DE ATRÁS SE OBSERVAN AFLORAMIENTOS DE ROCA PERTENECIENTE A LA SECUENCIA VOLCÁNICA DE LA FORMACIÓN ABANICO Y EN EL CORDÓN DE AL FONDO SE PUEDE OBSERVAR EN COLOR BLANQUECINO LA CONTINUACIÓN HACIA EL NORTE DEL INTRUSIVO DE INFIERNILLO (PIQUER, 2005). _____ **56**
- FIGURA 22.** CORRELACIÓN ENTRE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL CAJÓN DEL BURRO AL OESTE Y DEL CAMPO DEL COLORADO EN EL BORDE ORIENTAL DE LA ZONA DE LA ZONA DE ESTUDIO. _____ **57**
- FIGURA 23.** DEPÓSITOS CONGLOMERÁDICOS DEL CAMPO DEL COLORADO, LADERA SUR DEL CERRO ALTO DEL PADRE. VISTA HACIA EL NOR – ESTE. _____ **58**

FIGURA 24. PERFIL GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO. _____	60
FIGURA 25. SECTOR CARACTERIZADO POR UNA MORFOLOGÍA SUAVE Y MATERIAL DISGREGADO A LO LARGO DE LA LADERA OCCIDENTAL DEL CAJÓN DEL BURRO. _____	61
FIGURA 26. ZONA DE FALLA ENTRE UNIDADES VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS FINAS, EN LA LADERA ESTE DEL ESTERO LOS MAITENES, VISTA HACIA EL NOR-ESTE. A LA IZQUIERDA VISTA GENERAL DEL AFLORAMIENTO, A LA DERECHA VISTA DEL DETALLE DE LA ZONA DE FALLA Y DE LOS INDICADORES DE UN MOVIMIENTO INVERSO. _____	63
FIGURA 27. ZONA DE FALLA (2), BAJO UNIDADES DEL CAMPO DEL COLORADO, VISTA HACIA EL NOR-OESTE. A LA IZQUIERDA SE TIENE UN DETALLE DE LA ZONA DE FALLA QUE AFECTA A ROCAS SEDIMENTARIAS FINAS Y A LA DERECHA UNA VISIÓN GENERALIZADA. _____	64
FIGURA 28. VISTA HACIA EL SUR DE LA ZONA DE ESTUDIO, HACIA LA ZONA ESTUDIADA POR PIQUER (2005), SE OBSERVA LA SECUENCIA DE ROCAS PERTENECIENTES PRINCIPALMENTE AL MIEMBRO VOLCÁNICO DE LA FORMACIÓN ABANICO, Y QUE SE PUEDEN CORRELACIONAR CON LAS ROCAS QUE SE OBSERVAN EN QUEBRADA LA GLORIA AL NORTE DEL RÍO TENO. A LA DERECHA SE OBSERVA EL INTRUSIVO INFIERNILLO Y AL FONDO A LA DERECHA EL VOLCÁN PLANCHÓN-PETEROA. _____	65
FIGURA 29. ANTICLINAL VOLCADO (3) VISTA HACIA EL OESTE _____	68
FIGURA 30. ANTICLINAL (4) DEL COLORADO, UBICADO BAJO LOS CONGLOMERADOS DEL CAMPO DEL COLORADO. VISTA HACIA EL NOR-OESTE. _____	69
FIGURA 31. UBICACIÓN DEL EPICENTRO Y MECANISMO FOCAL DEL SISMO DEL SISMO EL FIERRO. EXTRAÍDO DE CHARRIER ET AL. (2004). _____	73
FIGURA 32. DISTRIBUCIÓN EPICENTRAL DE LAS RÉPLICAS DEL SISMO DEL 28 DE AGOSTO DEL 2004 ($M_w = 6.5$). LOS TRIÁNGULOS REPRESENTAN LAS ESTACIONES SISMOLÓGICAS, LOS CÍRCULOS DE COLOR BLANCO REPRESENTAN PROFUNDIDADES ENTRE 0 Y 5 KM, LOS DE COLOR AMARILLO ENTRE 5 Y 10 KM Y LOS DE COLOR ROJO REPERESENTAN PROFUNDIDADES ENTRE 10 Y 15 KM. ____	77
FIGURA 33. SECCIÓN VERTICAL (N110°E) DE LA DISTRIBUCIÓN DE LOS SISMOS ASOCIADOS AL EVENTO DE EL FIERRO, OCURRIDO EL 28 DE AGOSTO DEL 2004. _____	78
FIGURA 34. PERFIL GEOLÓGICO Y SÍSMICO INTEGRADO. _____	82

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

En el flanco chileno de la Cordillera Principal se desarrolló una cuenca extensiva entre el Eoceno tardío y el Oligoceno tardío (e.g., Charrier et al., 1994; 1996; 2002; 2005; Godoy y Lara, 1994; Godoy et al., 1999). Durante el Neógeno, esta cuenca se invirtió parcialmente. La deformación se concentró en los antiguos flancos de la cuenca, en fallas tales como el sistema de El Fierro, que marca el borde oriental de la cuenca (Charrier et al., 2002, 2005; Fock et al., 2006; Farías et al., 2008). Actualmente, este sistema estructural se encuentra activo, concentrando una abundante sismicidad superficial, en la cual los sismos principales indican mecanismos focales de desplazamiento transcurrente (Farías et al., 2006; Comte et al., 2008).

Los avances de los últimos años en el mejoramiento y ampliación de las redes sismológicas en la región central de Chile, junto con el evento sísmico en el curso alto del río Teno, en las cercanías del volcán Planchón, ocurrido el 28 de Agosto de 2004, de magnitud $M_w = 6.5$, han permitido obtener un buen registro de datos sísmológicos, los que se pueden utilizar para una mejor aproximación de su ordenamiento hipocentral y, por tanto, para una mejor correlación con las estructuras superficiales.

En el presente trabajo se analizan los datos sísmológicos y la geología superficial en el borde oriental de la Cordillera Principal chilena entre los valles de los ríos Tinguiririca y Teno, lugar donde se concentra gran parte de la sismicidad cortical registrada, incluyendo la secuencia del terremoto del 28 de Agosto de 2004. Mediante este estudio se pretende entregar una interpretación estructural que integre la observación geológica de superficie y la información obtenida con los registros sísmicos, que permita entender el acomodo actual de la deformación de la corteza y sus implicancias para el desarrollo durante la construcción cordillerana neógena.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Construir un modelo geométrico de las estructuras reconocidas en superficie y su prolongación en profundidad en la Cordillera Principal entre los valles de los ríos Tinguiririca y Teno.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Determinar el arreglo superficial de las estructuras asociadas al Sistema de Falla El Fierro
- Analizar la evolución relacionada con el terremoto del 28 de Agosto de 2004 ($M_w=6.5$; profundidad >10 Km.) y sus implicancias para la cinemática actual de la Cordillera Principal.
- Definir un modelo en tres dimensiones de velocidades de ondas P y S.
- Comprender la relación entre estructuras en superficie y en profundidad, y determinar un modelo estructural integrado.

1.3. Hipótesis

La utilización integrada de datos geológicos y geofísicos permite reducir las variables desconocidas e inferidas en la construcción de un modelo estructural, el cual facilita la comprensión de los eventos tectónicos, que en esta región habrían posibilitado el alzamiento Andino durante el Cenozoico Superior.

1.4. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en la Cordillera Principal de Chile Central, entre los ríos Tinguiririca y Teno, en el límite entre la VI Región del Libertador General Bernardo O'Higgins y la VII Región del Maule (Figura 1).

El acceso se puede realizar, tanto por el Norte como por el Sur por la ribera de los ríos que limitan la zona de estudio, los ríos Tinguiririca y Teno, respectivamente. Desde Santiago se debe tomar la Ruta 5 Sur hasta la ciudad de San Fernando para luego continuar el camino hacia la Cordillera que pasa por la localidad de Puente Negro en el valle del Río Tinguiririca, y por el desvío a Sierras de Bellavista, para finalmente llegar a Termas del Flaco. La otra alternativa es seguir por la Ruta 5 Sur hasta el cruce a La Montaña, poco antes de llegar a la ciudad de Curicó, y tomar el camino que sigue por la ribera del río Teno y se conecta por el puente Los Maitenes con el antiguo camino de tierra que lleva a la avanzada de carabineros de Pichuante, se continúa por este camino de tierra hasta la entrada a la mina de caliza de Cementos Bio Bio. Desde ambas localidades, Termas del Flaco y la entrada a la mina, es necesario continuar a pie o con ayuda de arrieros y mulares, pues no existe acceso vehicular (Figura 1).

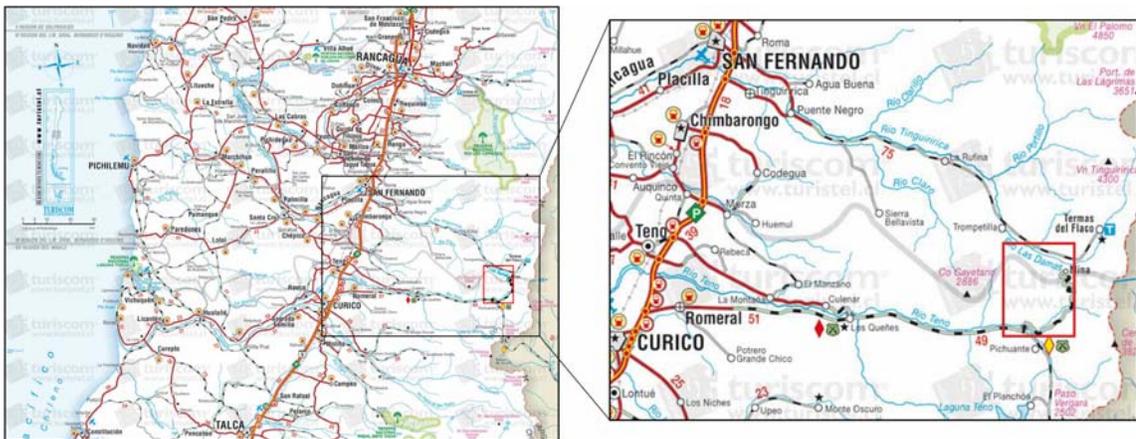


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio (cuadro rojo) y sus vías de acceso. Extraído y modificado del sitio web del Servicio Nacional del Turismo del Gobierno de Chile, TURISTEL (<http://www.turistel.cl>).

La zona de estudio se ubica en un sector caracterizado por alturas máximas como Altos del Padre con 3.349 m s.n.m. y Sordo Lucas con 3.399 m s.n.m.(Figura 2), un relieve abrupto, donde se desarrolla un clima de alta cordillera, más bien seco en los meses de verano con algunas breves tormentas estivales y abundante precipitación de nieve en los meses de invierno, y una vegetación que sobre los 1500 m s.n.m., se caracteriza por pequeños arbustos, pastos en champas y plantas en cojines dando lugar a una cubierta con espacios rocosos desnudos.

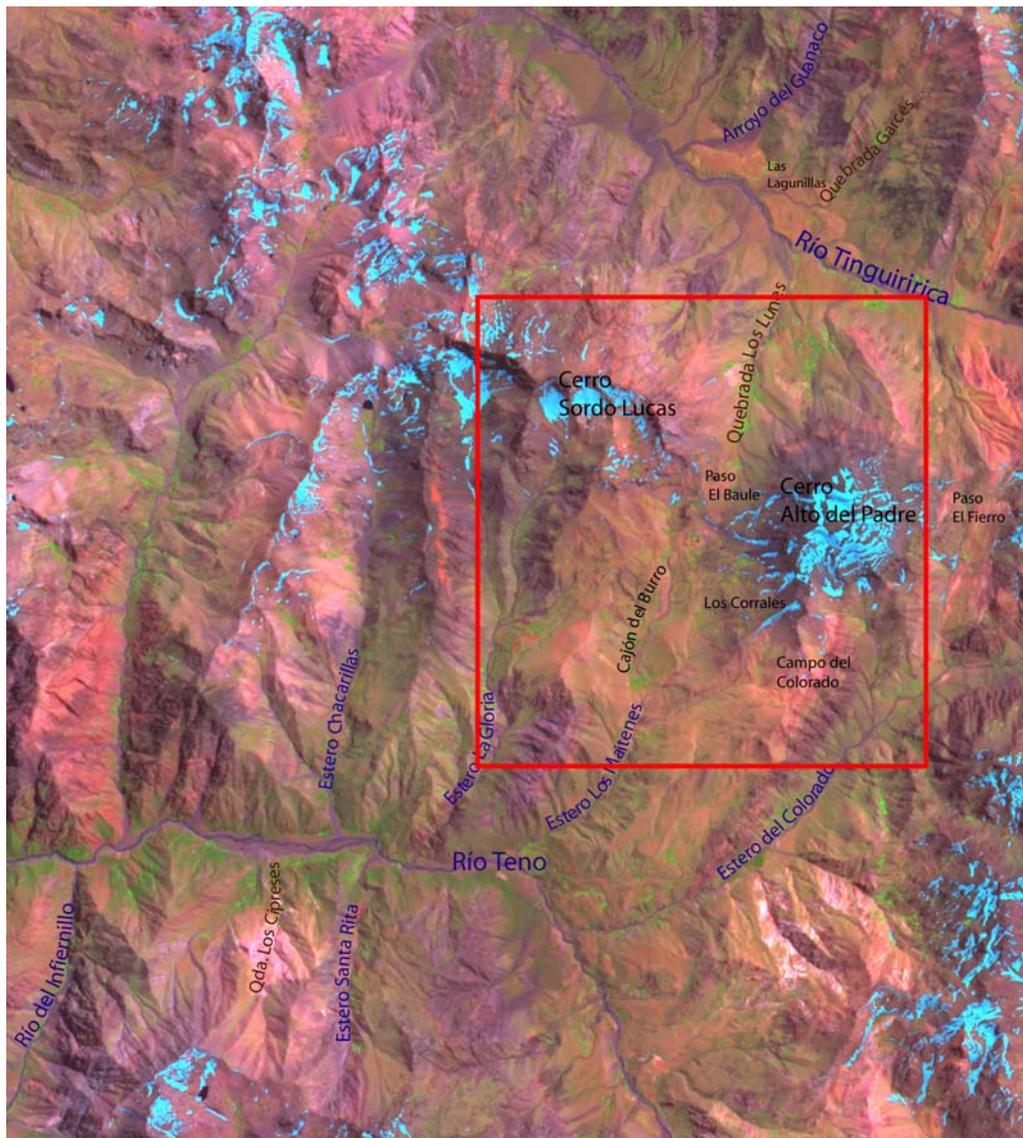


Figura 2. Imagen satelital ASTER con combinación de bandas 731 de la región de estudio (cuadro rojo) y sus alrededores. Se indican ríos, esteros, quebradas y cerros principales.

1.5. Metodología

1.5.1. Metodología geológica

Con el objeto de conocer la disposición de las estructuras asociadas al sistema de Falla de El Fierro se siguieron los siguientes pasos:

1. Revisión bibliográfica sobre trabajos anteriores en la región de estudio y en áreas adyacentes
2. Análisis de imágenes satelitales (LANDSAT y ASTER) y aéreas (SAF) de la región de estudio
3. Campaña de terreno de reconocimiento en los valles del río Tinguiririca y Teno por 4 días durante Diciembre del 2007 y dos campañas de mapeo geológico en el verano 2008; la primera campaña se realizó entre los días 9 y 16 de Enero, y la segunda campaña entre el 27 de Febrero y el 3 de Marzo, totalizando 14 días de trabajo en terreno.
4. Concatenación de la información obtenida en los pasos anteriores y confección de un mapa geológico-estructural de la región de estudio, mediante el uso de programas computacionales

1.5.2. Metodología sismológica

Para estudiar el ordenamiento de las estructuras asociadas con los eventos sísmicos de los últimos años se realizaron los siguientes pasos:

1. Revisión de la literatura de trabajos sismológicos anteriores y particularmente aquellos relacionados con sismicidad superficial.
2. Estudio del sismo del 28 de Agosto del 2004 ocurrido en el curso alto del río Teno utilizando datos del catálogo global CMT-Harvard (mecanismos focales) y los registros obtenidos por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile en

conjunto con una red temporal instalada inmediatamente después del evento principal (10 días de registro).

3. Determinación de un modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas (V_p y V_s) con el objeto de re-localizar los sismos superficiales de la zona. La base de datos utilizada corresponde al registro sísmico obtenido por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile, redes sismológicas temporales instaladas para monitorear las réplicas del sismo del 28 de Agosto de 2004, y datos obtenidos durante la instalación de una red temporal entre los meses de Enero a Abril de 2007 entre los volcanes Planchón-Peteroa y Tinguiririca (proyecto ACT18).
4. Utilización del modelo 3D de velocidades y de los hipocentros relocalizados en el estudio la distribución espacial de las réplicas del sismo del 2004 para inferir una geometría sub-superficial.

1.5.3. Integración de la información geológica y sismológica

Finalmente integración de la interpretación estructural, realizada en base a la geología superficial observada en las campañas de terreno, y de la interpretación de los datos sísmicos en un modelo final de la geometría estructural de la zona.

1.6. Estudios anteriores

En la región cordillerana en la cual se encuentra la zona de estudio existen trabajos geológicos con diferentes orientaciones desde larga data. A continuación se presenta una breve síntesis de estos estudios y se destaca el aporte de interés para este estudio de cada uno de ellos.

Los primeros estudios corresponden a descripciones generales de la morfología, geología y estructura del valle del Río Tinguiririca. Domeyko (1862) realizó una descripción general del perfil del valle del río Tinguiririca, desde la Depresión Central hasta su nacimiento, y Burckhardt (1900) presentó la primera interpretación estructural detallada del valle del río Tinguiririca.

González y Vergara (1962), inmediatamente al sur de la zona de estudio, reconocen pliegues de orientación NS y mencionan la existencia de fallas de gran extensión y rechazo en la zona del río Malo, que separan unidades que hoy en día podemos decir que son mesozoicas y cenozoicas.

Vergara (1965, 1969) deduce la migración progresiva de la actividad volcánica hacia el este a partir de la afinidad calcoalcalina y edades de rocas ígneas en el curso superior del río Tinguiririca y destaca el empobrecimiento en sílice en la depositación de cada formación.

Davidson (1971) realizó un estudio detallado del área Nacientes del Teno, estableció la existencia de una fase intersenoniana asociada a un intenso plegamiento de cobertura más al este, una fase del Paleoceno que ondula series volcánicas del Senoniano superior, una fase del Eoceno superior responsable de la Falla del Fierro y una fase Miocena superior que ondula las series volcánicas miocenas constituyendo la fase orogénica de los Andes.

Charrier (1981a) reconoce seis discordancias: D1: Kimmeridgiano, D2: Cretácico Superior parte inferior, D3: Oligoceno inferior?, D4: Mioceno inferior, D5: Mioceno-Plioceno, D6: Plio-Pleistoceno, que atribuye a seis fases tectónicas.

Malbrán (1986) presenta los resultados de un estudio geológico-estructural realizado en el área del río Clarillo. En este trabajo, analiza los estilos y mecanismos de plegamiento, principalmente de la Formación Coya-Machalí.

Arcos (1987) en el estudio del registro geológico del cuadrángulo de Termas del Flaco reconoce las siguientes unidades de más antigua a más joven; Formación Río Damas (Kimmeridgiano superior), Baños del Flaco (Titoniano - Berriasiano(?)), Colimapu (Neocomiano(?), Apiano - Albiano), Coya –Machalí (Oligoceno - Mioceno) y volcanismo andino joven (Pleistoceno Medio a Superior- Holoceno), dentro del cuál incluyó a los Cerros Alto del Padre y Sordo Lucas.

Charrier et al. (1990, 1994) determinan en base a restos fósiles que la unidad del bloque yacente de la Falla El Fierro es terciaria y la asignan a la Formación Coya – Machalí (= Abanico). Sugieren que la Falla del Fierro es de carácter regional y de edad post- Oligoceno y proponen el desarrollo de una cuenca sedimentaria extensional cuyas fallas normales se habrían reactivado durante su inversión.

Godoy y Palma (1990) reconocen al sur de Lo Valdés apretados pliegues doble buzantes de rumbo NNE-SSW y sugieren que están ligados a la propagación hacia el norte del corrimiento y que éste es una estructura fuera de secuencia de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua.

Zapatta (1995) realiza una descripción detallada de la estratigrafía en ambas vertientes del valle de Tinguiririca y reconoce la existencia de una falla con características similares a la Falla El Fierro, con desarrollo de pliegues, algo más al oeste pasando por el Portezuelo El Baule.

Charrier et al. (2002) presentan datos estructurales, sedimentológicos, geoquímicos y de madurez textural que les permiten concluir la existencia de una cuenca extensional, que el episodio que dio origen a esta cuenca (Cuenca de Abanico) comenzó en el Eoceno superior y que la inversión tectónica se produjo entre los 21 y 16 Ma.

Piquer (2005) plantea, con ayuda de modelos magnéticos, la importancia de la falla Infiernillo- Los Cipreses como de borde de cuenca y la interpreta como conducto por el cual ascendió magma durante el evento compresivo de Mioceno superior-Plioceno y concluye que al sur de la zona de estudio no se produce la migración del eje magmático hacia el Este luego del último episodio de compresión (8-3 Ma).

La neotectónica de la región ha sido fundamentalmente estudiada a partir de datos sismológicos (Charrier et al., 2004; Farías et al., 2006; Farías, 2007; Comte et al., 2008; Farías et al., 2008). Estos estudios concluyen que la mayor parte de la sismicidad superficial en la Cordillera Principal de Chile Central se localiza a lo largo del sistema estructural que separa las series Mesozoicas, por el Este, de las Cenozoicas, por el Oeste. Dicha sismicidad se conectaría a un detachment de vergencia al Este ubicado a aproximadamente 8-10 km de profundidad, el cual está levemente inclinado hacia el Oeste, ubicada bajo la Depresión Central.

2. MARCO TECTÓNICO

Actualmente Chile se encuentra en el margen occidental de la placa continental Sudamericana, bajo la cual subducta la placa oceánica Nazca (Figura 3).

Las velocidades relativas de las placas es de 4,7 cm/año para la placa continental y de 3,2 cm/año para la placa oceánica, con una dirección y velocidad de convergencia absoluta de N78°E y ~ 8 cm/año, respectivamente.

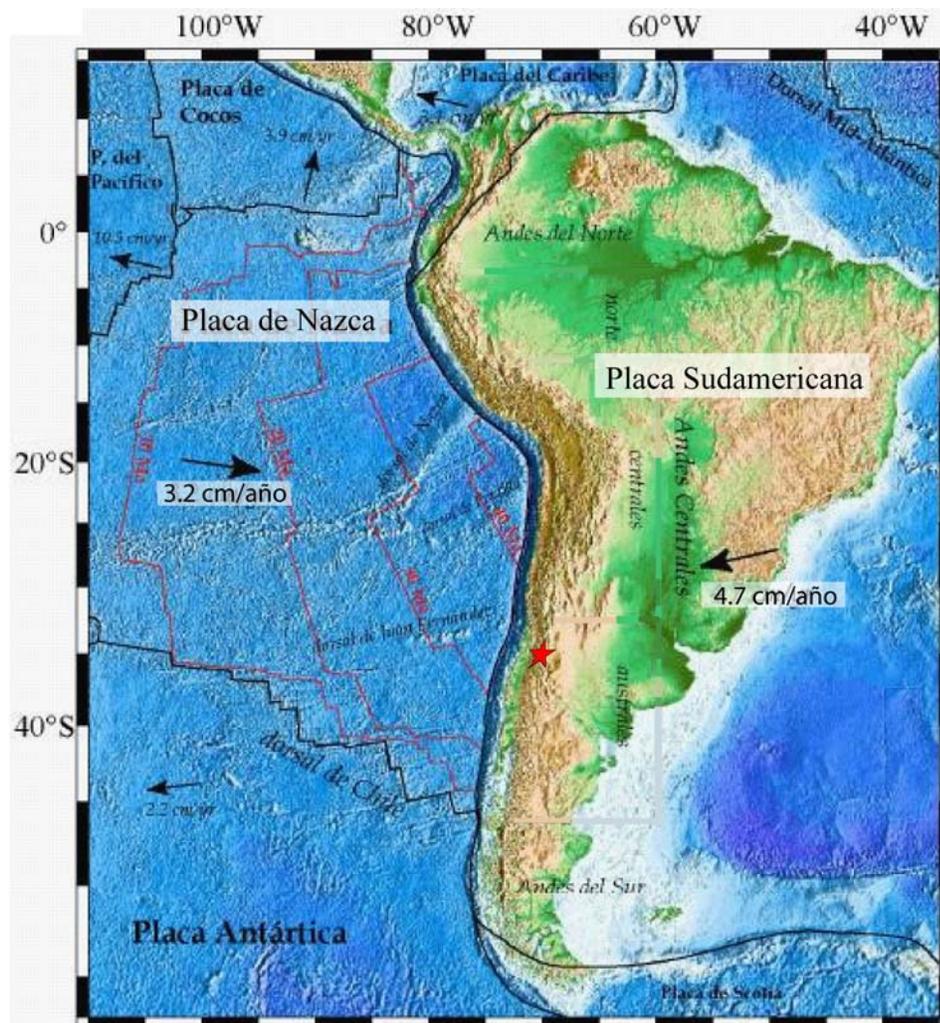


Figura 3. Margen Sudamericano, velocidad y dirección del movimiento de las placas que interactúan con el margen occidental Sudamericano. Principales aspectos morfológicos del continente. Ubicación de la zona de estudio al sur de los Andes Centrales según la clasificación de Gansser (1993). Modificado de Farías (2007)

El área de estudio se ubica al sur del segmento de subducción plana (27° y 33°S), en la Zona Volcánica Sur que se caracteriza por presentar subducción tipo Chilena (Uyeda y Kanamori, 1979), con un ángulo de subducción de aproximadamente 27°E (Pardo et al., 2002), un magmatismo de arco caracterizado por estratovolcanes que, generalmente, se ubican en el eje de la cordillera y delimitan la frontera con Argentina y.

El proceso de subducción ha sido relativamente continuo desde el Jurásico, sin embargo los mayores rasgos morfoestructurales actuales se han formado en el Cenozoico, y particularmente, a partir del Mioceno Superior (Charrier et al., 2002; Farías et al., 2008)).

2.1. Unidades Morfoestructurales

A los 35° S, se reconocen 4 unidades morfoestructurales de orientación paralela NNE a SSW, tres en Chile (Figura 4) y una en Argentina. De oeste a este son las siguientes:

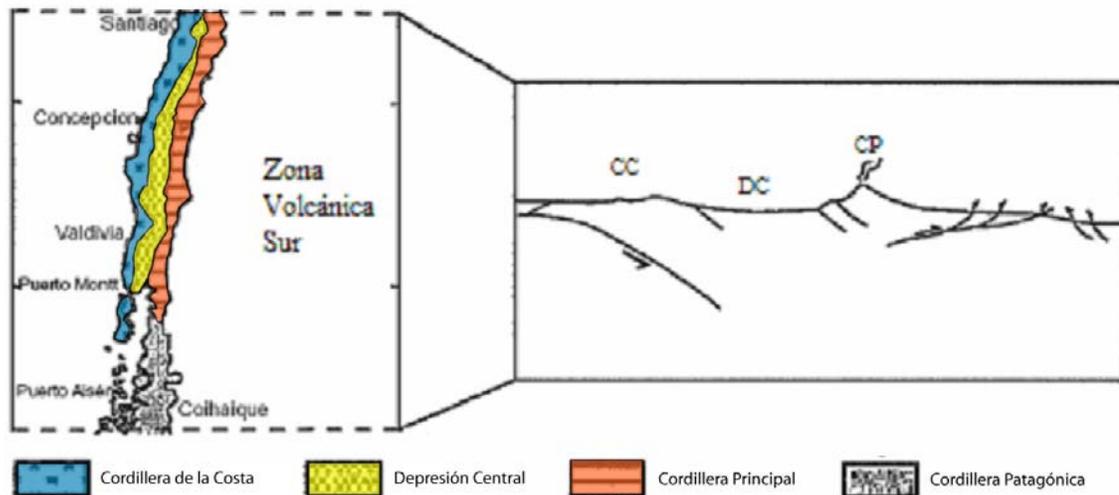


Figura 4. Distribución de las principales unidades morfoestructurales de la Zona Volcánica Sur en Chile; CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, CP: Cordillera Principal y Cordillera Patagónica. Modificado de Charrier et al., 2007.

2.1.1. Cordillera de la Costa

Constituida principalmente por basamento cristalino (ígneo y metamórfico) de edad Paleozoica, secuencias estratificadas del Mesozoico que forman un homoclinal con manto al este, y por intrusivos Jurásicos y Cretácicos en su borde oriental.

A partir de 33°S, la Cordillera de la Costa disminuye su altura promedio hacia el sur desde 2.000 m s.n.m., llegando a menos de 900 m s.n.m. a los 35°26'S.

2.1.2. Depresión Central

Se extiende desde los 33° S hasta los 40° S y corresponde a un rasgo principalmente erosivo (Farías et al., 2008), relleno parcialmente por material sedimentario y volcano-sedimentario de edad Pleistocena a Holocena (Thiele, 1980; Rauld, 2002).

Entre 33° y 36° S, el límite oriental, con la Cordillera Principal, está marcado por un escarpe de falla erodado (Lavenu y Cembrano, 1999; Rauld et al., 2006; Farías et al., 2008). Brüggén (1950) había definido el origen de la Depresión Central como un graben, sin embargo, nuevos estudios de sus elementos morfológicos y estructurales sugieren que la profundización de este valle ha sido el resultado de la erosión fluvial diferenciada en respuesta al gran alzamiento de superficie registrado en el Mioceno Superior (Farías et al., 2008 a; 2008 b)

2.1.3. Cordillera Principal

Constituida por depósitos volcánico y sedimentarios cenozoicos que predominan en el sector occidental y por depósitos mesozoicos en el sector más oriental. Los depósitos cenozoicos habrían sido depositados en una cuenca extensional de intra-arco desarrollada entre el Eoceno superior y el Oligoceno superior dando origen a la Formación Abanico (Charrier et al., 1996, 2002, 2005; Jordan et al., 2001) y, una vez que la cuenca fuera invertida tectónicamente recubriendo estos depósitos (Formación Farellones) están en discordancia depósitos volcánicos provenientes del arco actual. Los depósitos Mesozoicos en el lado más oriental se encuentran fuertemente deformados y constituyen en esta zona la parte más occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe.

Su altura promedio va decreciendo hacia el sur desde unos 6.000 m a los 33°S hasta menos de 3000 m a los 35°S.

El límite entre los dominios oriental y occidental de la Cordillera Principal estaría marcado por un sistema de fallas inversas de vergencia al este (Falla El Fierro; Davidson y Vicente, 1973). Estas estructuras en conjunto con la faja plegada y corrida de Malargüe acomodan gran parte del acortamiento de los Andes (Farías et al. Artículo sometido a *Tectonics*).

2.1.4. Antepaís

Se presenta como el piedemonte oriental de la Cordillera de los Andes, en Argentina. Está constituido por sedimentos y volcanitas de edad Jurásica a Paleógena cubiertas por capas sedimentarias Neógenas. Sus alturas varían entre los 900 a 1.000 m s.n.m. a los 33°S y entre los 1.300 a 1.500 m s.n.m. a los 36°S. Hacia el Este hay un aumento de elevaciones en lo que podría ser considerado como el bulbo periférico de la cuenca de antepaís (Giambiagi et al., 2003).

2.2. Evolución Tectónica

La evolución tectónica de los Andes de Chile Central se puede dividir a grandes rasgos en tres grandes etapas: Una etapa durante la cual el margen continental activo fue frecuentemente afectado por la acreción de terrenos exóticos y para-autóctonos, una etapa intermedia, caracterizada por un régimen tectónico predominantemente extensivo y una etapa caracterizada por una continua actividad de subducción a lo largo del margen continental.

La etapa de acreción de terrenos alóctonos al continente ocurre entre el Proterozoico superior y el Paleozoico, y culmina con el Ciclo Gondwánico. Durante este periodo se tiene un margen convergente activo por colisión, donde la composición cortical de Chile Central estaría constituida principalmente por el terreno Chilenia, amalgamado entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior. Las suturas entre estos terrenos de orientación NNW-SSE determinarían la evolución del borde occidental del continente hasta el presente (Ramos, 1994; Charrier et al., 2007).

Durante el Triásico se desarrolla una etapa en régimen extensivo, conocida también como ciclo tectónico Pre-Andino (Charrier et al., 2007). En esta etapa de margen pasivo, hay una disminución en la velocidad de la deriva continental y se inicia el desmembramiento de Gondwana, además se desarrollan cuencas extensivas de orientación NNW-SSE (e.g., Charrier, 1979; Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Kay, 1990), probablemente a lo largo de fallas y suturas preexistentes en los terrenos Paleozoicos, las cuales corresponderán a zonas de debilidad que serán reactivadas en la etapa subsiguiente (Ramos, 1994).

A partir del Jurásico Inferior y hasta el Presente se desarrolla el ciclo tectónico Andino, en el cual se reactiva la subducción, se desarrolla primero un arco volcánico en la actual Cordillera de la Costa, el que posteriormente iría migrando hacia el este hasta ubicarse en su posición actual a lo largo del eje de la cordillera. Además, en una primera

etapa (Jurásico – Cretácico Inferior) se desarrollan cuencas de trasarco marinas de orientación NS en la actual Cordillera Principal, donde se registraron ciclos de transgresión y regresión representados por sucesiones marinas y continentales. En el Cretácico Superior y Paleógeno se desarrolla un arco magmático desplazado hacia el Este del arco anterior.

En el Eoceno medio se tiene una tasa de convergencia lenta con dirección NE. Esto coincide con un periodo de extensión en el cual se habría depositado la Formación Abanico en una cuenca de intra-arco de orientación NS (Charrier et al., 2002). En el Oligoceno superior hay un fuerte aumento en la tasa de convergencia llegando a un máximo de 15 cm/año, y disminuye la oblicuidad de convergencia a una dirección casi EW (Somoza, 1998), esto se asocia al quiebre de la placa Farallón en las placas Nazca y Cocos (Pardo-Casas y Molnar, 1987), se reconoce a partir de entonces un evento de deformación bajo régimen compresivo continuo durante el Neógeno responsable de la orogénesis andina y que se puede subdividir en tres etapas (Figura 5); Oligoceno superior a Mioceno inferior, asociado a la inversión de la cuenca de Abanico; Mioceno inferior a medio, asociado a la formación de la faja plegada y corrida; y Mioceno superior al presente, correspondiente al principal alzamiento de la cordillera de los Andes (Fock, 2005, Fock et al., 2006).

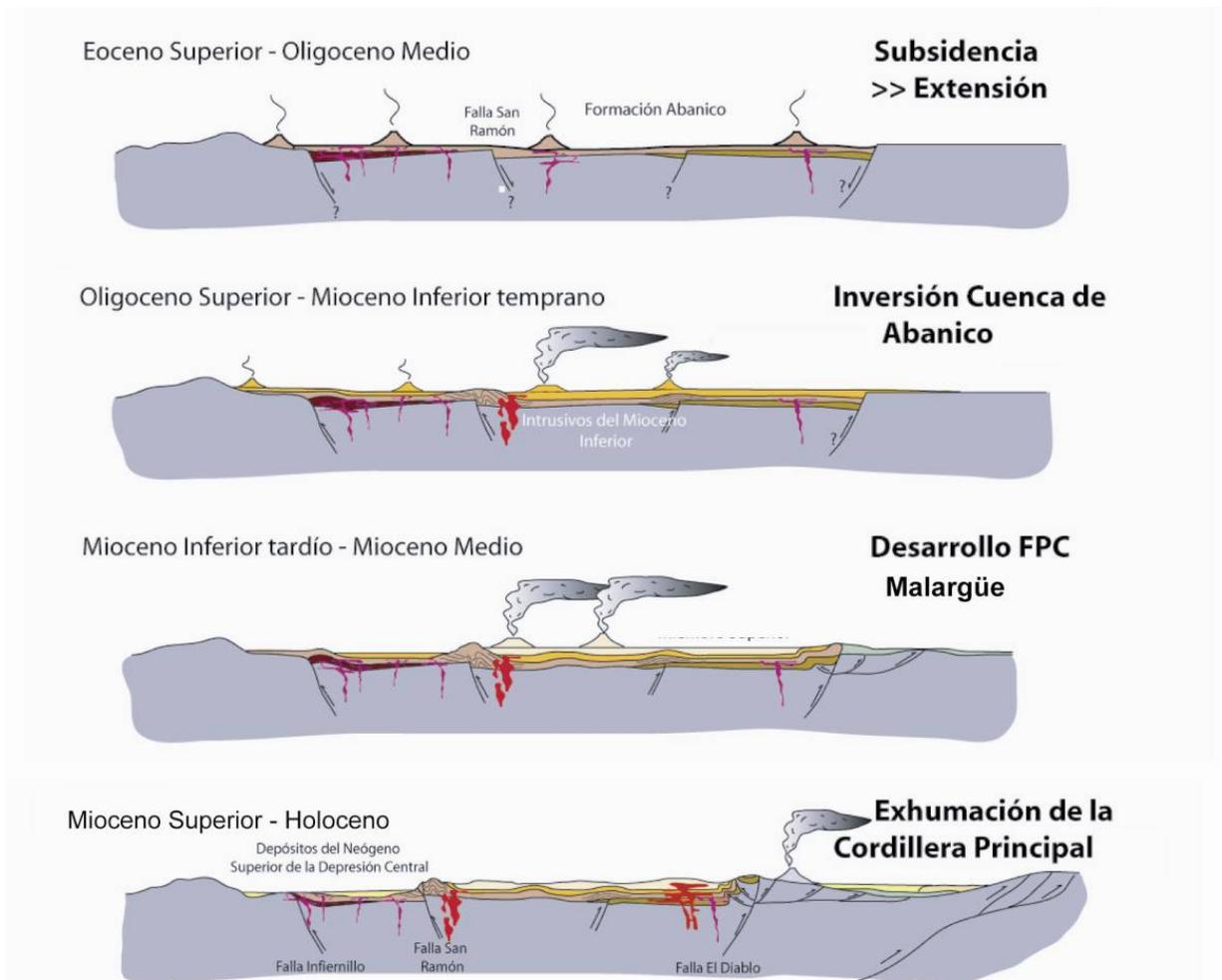


Figura 5. Esquema de la evolución cenozoica de los Andes de Chile Central. Modificado de Fock, 2005.

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. Unidades Estratigráficas

3.1.1. Formación Nacientes del Teno

Definida en 1960 por Klohn, se encuentra bien representada en la hoya del río Teno superior, también aflora en la quebrada La Zorra y en el valle del río Vergara (Davidson, 1971), al sur de la región de estudio. Es equivalente a la Formación Valle Grande de González y Vergara (1962).

Klohn (1960) la subdividió en tres miembros: Estratos inferiores, Rinconada y Santa Elena. El primero, Estratos inferiores, está formado por conglomerados con clastos de andesita y riolita, areniscas, areniscas calcáreas y lutitas. El miembro Rinconada está compuesto por calizas, lutitas y areniscas y el último miembro, Santa Elena, corresponde principalmente a niveles de anhídrita y/o yeso (yeso Oxfordiano). Este último ha sido intensamente deformado y representa el nivel de transporte tectónico para los eventos deformativos posteriores.

Piquer (2005) describe los afloramientos en el valle del río Vergara como una secuencia bien estratificada de areniscas, lutitas laminadas y calizas fosilíferas, en la quebrada La Zorra describe una sucesión de niveles de limo y arenisca fina. Por lo tanto, al sur de la región de estudio estarían aflorando rocas del miembro intermedio de la subdivisión de Klohn (1960).

Esta formación sobreyace afloramientos de tobas soldadas riolíticas correlacionadas con el Grupo Choiyoi (Davidson, 1971) de edad Pérmico superior – Triásico (depósitos del Ciclo Pre-Andino), y subyace concordantemente a la Formación Río Damas (Piquer, 2005).

Rocas de esta formación afloran en el valle del río Vergara, en el núcleo de un anticlinal cuyo eje de rumbo es N20°E, y en la quebrada La Zorra constituye un homoclinal de rumbo N70°E a N75°E y manteo variable entre los 40° y 45° al norte (Piquer, 2005).

El espesor total de la formación Nacientes del Teno es de aproximadamente 1500 m (Klohn, 1960), y el espesor mínimo estimado al sur de la región de estudio es de 300 m (Piquer, 2005).

El abundante contenido fósil ha permitido asignar a esta formación una edad Bajociano inferior – Oxfordiano superior. En la región de estudio, fauna fósil de amonoideos permite asignarle una edad Calloviano Inferior a Oxfordiano Superior inferior para el valle del río Vergara, y Calloviano Medio a Superior en la quebrada La Zorra (Davidson, 1971).

Los estratos inferiores han sido interpretados por Davidson (1971) como un ciclo transgresivo sobre las riolitas Triásicas. El miembro Rinconada posee facies características de plataforma marina somera (González y Vergara, 1962; Davidson, 1971). El miembro Santa Elena corresponde a la fase regresiva del ciclo (González y Vergara, 1962; Davidson, 1971).

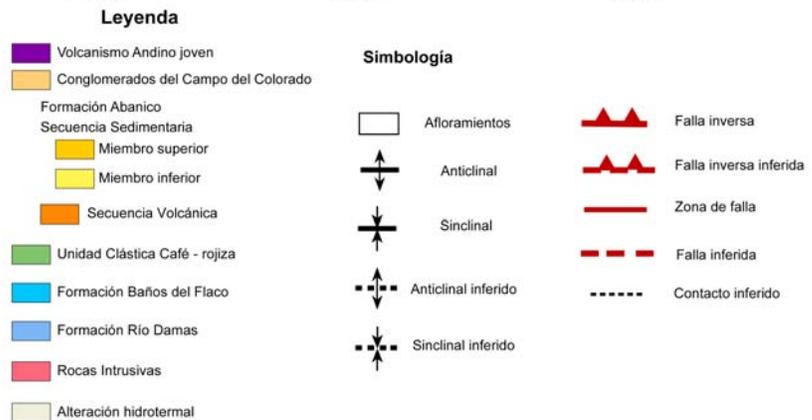
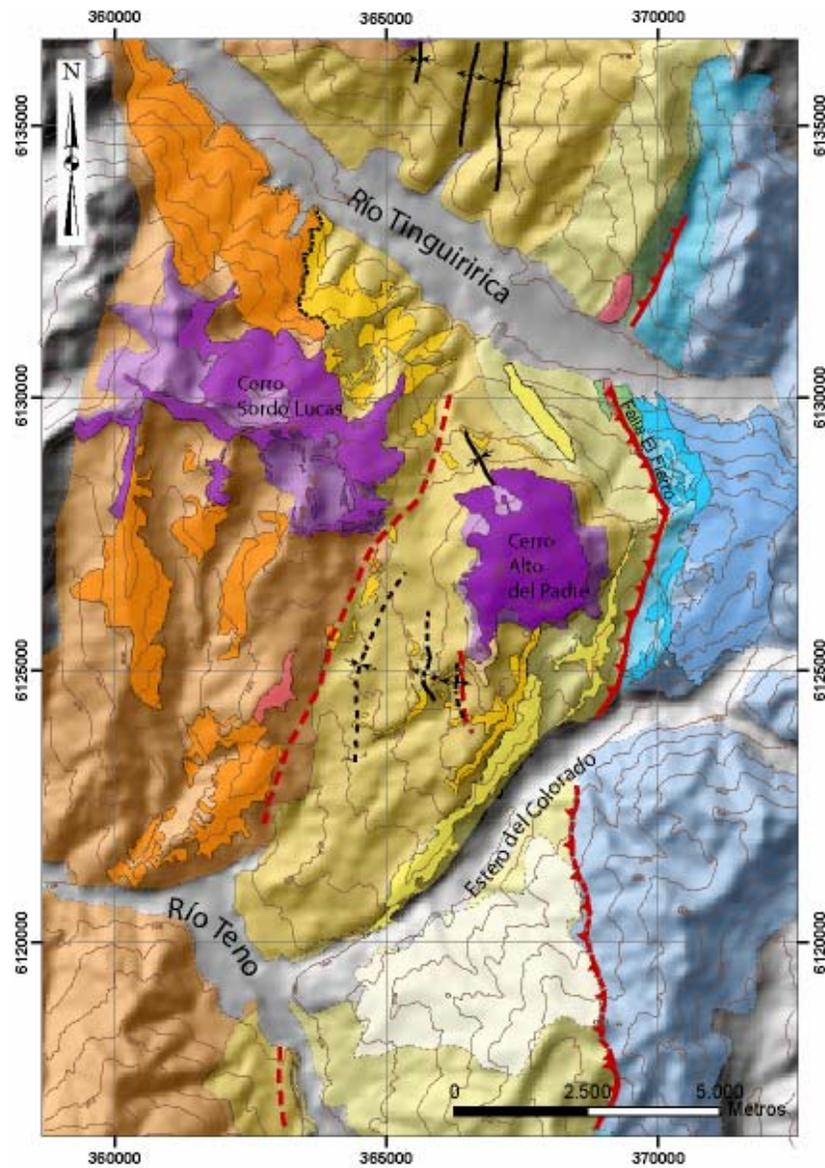


Figura 6. Mapa geológico de la región de estudio basado en Davison (1971), Zapatta (1995), Piquer (2005) y el presente trabajo.

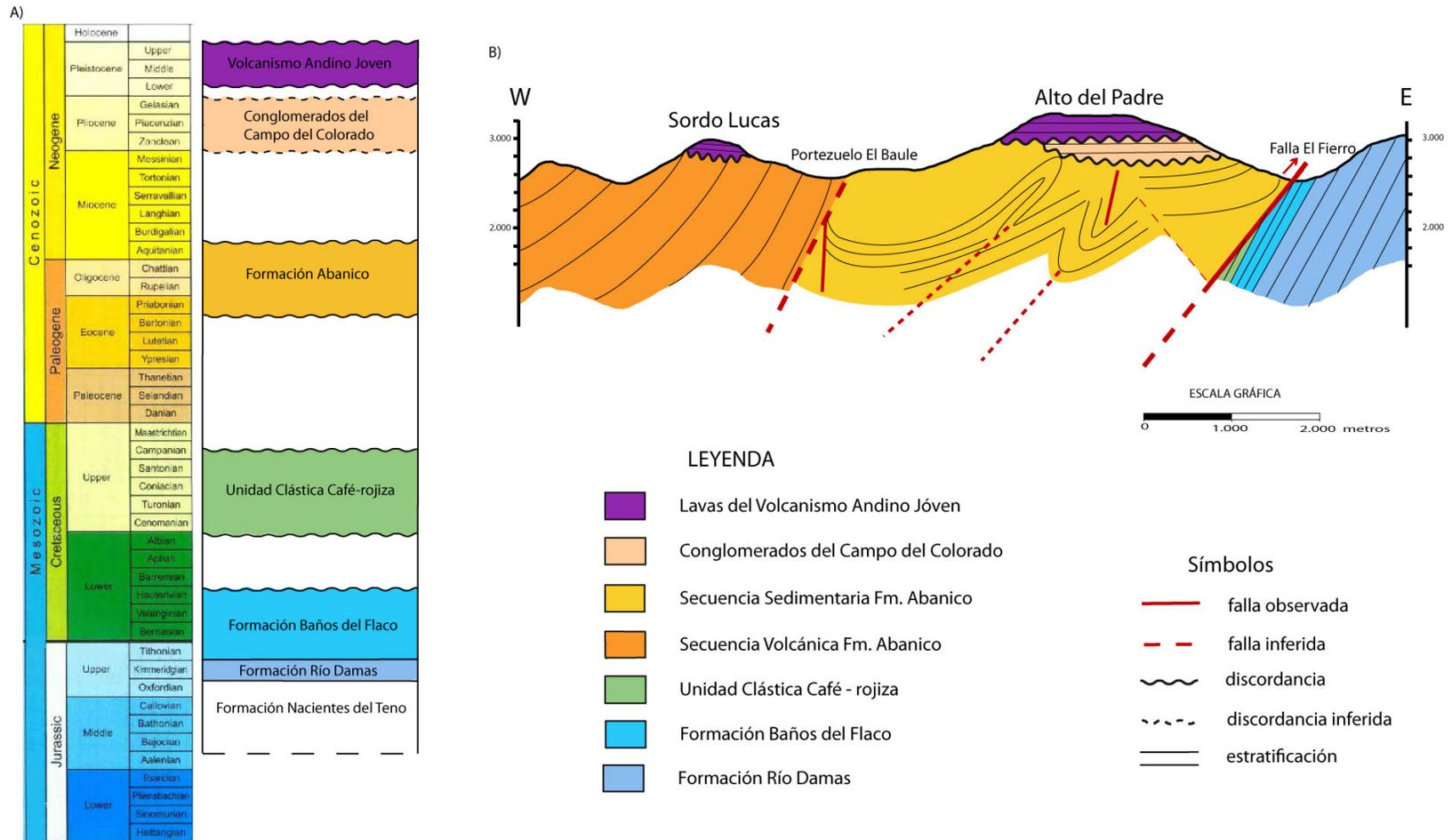


Figura 7. A) Sucesión estratigráfica generalizada del sector comprendido entre los ríos Tinguiririca y Teno desde el Jurásico al Presente, basada en Klohn (1960), Davidson y Vicente (1973), Davidson (1971), Arcos (1987), Zapatta (1995), Piquer (2005), Charrier et al. (2007) y observaciones realizadas en terreno. B) Perfil esquemático de la zona de estudio, basado en Zapatta (1995) y observaciones realizadas en el presente estudio.

3.1.2. Formación Río Damas

Definida por Klohn (1960), aflora al este de la región de estudio (Figura 6), en la parte superior del río Tinguiririca y estero del Colorado, al sur, en la hoya superior del río Teno, en la parte superior de los ríos Nacimiento y Pellejo (Davidson, 1971) y Vergara, en quebrada La Zorra y Vega Chica (Piquer, 2005).

Está compuesta principalmente brechas gruesas con clastos volcánicos e intercalaciones volcánicas, litarenitas, conglomerados finos e intercalaciones finas de limo. Al sur de la zona de estudio se reconocen los conglomerados gruesos, areniscas rojas y niveles de lutitas laminadas en el valle del río Nacimiento, conglomerados y brechas con clastos de andesitas en el río Pellejo, tobas intercaladas con litarenitas verdes, niveles de lutitas y conglomerados polimícticos en el valle del río Vergara (Piquer, 2005).

Se encuentra concordantemente, tanto con las unidades sobreyacentes de la Formación Nacientes del Teno como de las unidades subyacentes de la Formación Baños del Flaco. En la quebrada de La Vega Chica la formación Río Damas se encuentra en contacto por falla con rocas terciarias, más al sur este contacto es ocupado por intrusivos ocoíticos (Piquer, 2005).

Inmediatamente al sur de la zona de estudio sus estratos presentan diversas orientaciones, lo que evidencia una compleja deformación (Piquer, 2005).

La potencia estimada de esta formación varía entre 2.000 m (González y Vergara, 1962) y 3.500 m (Davidson, 1971). En la región de estudio se puede determinar un espesor mínimo de 600 m.

La edad asignada a la Formación Río Damas está restringida al Kimmeridgiano (Figura 7A) por encontrarse entre unidades fosilíferas marinas de edad Calloviana-

Oxfordiana y Titoniana, respectivamente (Klohn, 1960; González y Vergara, 1962; Davidson, 1971).

Su ambiente de depositación ha sido interpretado por Davidson (1971), como piedemonte en la base de una cordillera volcánica situada al oeste. Recientemente, Charrier et al. (2007) han propuesto que estos depósitos y el volcanismo asociado observado en el valle de Tinguiririca y otras localidades del norte de Chile se habrían desarrollado en una cuenca de rift formada en el dominio de trasarco al inicio del segundo ciclo de transgresión - regresión en el Titoniano-Neocomiano.

Se correlaciona con depósitos detríticos continentales rojos fluviales y finos distales de la Formación Tordillo en el lado argentino de la Cordillera Principal, la cual corresponde a la formación basal del superciclo Andico, compuesto por cuatro ciclos de transgresión- regresión.

3.1.3. Formación Baños del Flaco

Formación definida por Klohn (1960), cuya localidad tipo se ubica en la región de estudio, en Termas del Flaco (Figura 6).

Corresponde a depósitos marinos, fosilíferos, principalmente calcárea. Ha sido subdividida en cuatro (Covacevich et al., 1976) o seis miembros (Arcos, 1987): una serie basal de areniscas verdosas, seguida de una secuencia de calizas, areniscas calcáreas y margas (Klohn, 1960; González y Vergara, 1962), al sur de la región de estudio se presenta en quebrada La Vega Chica como una secuencia bien estratificada de calizas fosilíferas, lutitas y calcarenitas.

Esta formación se apoya concordantemente sobre la Formación Río Damas y subyace también en concordancia a la Unidad Clástica Café Rojiza (Figura 7B). Al sur oeste de la zona de estudio se encuentra en contacto por falla con unidades cenozoicas (Piquer, 2005)

Los estratos se disponen formando un homoclinal de orientación N5° W e inclinación variable que alcanza los 70° y 75° al oeste (Piquer, 2005).

Su potencia estimada varía entre 800 m (Vergara y González, 1962) a 950 metros (Klohn, 1960).

El abundante contenido de especies de amonites indican una edad Titoniana (Covacevich et al., 1976; Biro-Bagoczky, 1984), además presenta huellas de dinosaurios bien expuestas en su base (Casamiquela y Fasola, 1968). En quebrada de La Vega Chica, fauna amonoídea determina una edad Titoniana inferior (Davidson, 1971).

Esta formación representa características de un ciclo de transgresión-regresión con una evolución gradual de facies desde plataforma cerrada a borde de plataforma somera,

en un clima tropical a subtropical (Covacevich et al., 1976). Un nivel alterado blanco amarillento y un nivel café en el techo de la serie calcárea justo debajo de brechas conglomerádicas sugiere un episodio de emergencia y erosión de la cuenca, o de interrupción de la sedimentación.

La Formación Baños del Flaco se correlaciona más al norte con la Formación Lo Valdés (González, 1963; Biro-Bagoczky, 1964; Thiele, 1980; Hallam et al., 1986). Además, se puede correlacionar con el primer ciclo Andino de la cuenca de Neuquén en Argentina occidental (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y posiblemente la parte inferior de Mulichinco).

3.1.4. Toba Blanca de 104 Ma (Unidad Informal)

Corresponde a un Toba riolítica (Zapatta, 1995) de grano muy fino, datada en 104 Ma (Wyss et al., 1990; Charriere et al., 1996) ubicada en la ladera sur del valle del río Tinguiririca topográficamente a unos 200 m bajo el portezuelo El Fierro. Se apoya directamente sobre las calizas fosilíferas de la Formación Baños del Flaco y subyace a la Formación Coya-Machalí. Su afloramiento forma una pequeña franja de aproximadamente 10 m de largo y 4 m. de espesor.

Este cuerpo lenticular se habría depositado en un ambiente de volcanismo restringido cuyo dominio volcánico se encontraba alejado de la cuenca de sedimentación, después de la erosión local o durante una no depositación local de los miembros superiores de la formación Baños del Flaco, correspondería al primer hallazgo de depósitos volcánicos Cretácicos en la Cordillera Principal de Chile Central (Zapatta, 1995).

Este depósito, por la edad obtenida, sería coetáneo al miembro superior de la Formación Colimapu.

3.1.5. Unidad Clástica Café Rojiza (BRCU *sensu* Charrier et al., 1996)

Aflora en la localidad de Termas del Flaco, en las laderas norte y sur del valle del río Tinguiririca (Figura 6) y corresponde a una serie de estratos continentales detríticos de color café-rojizo (Figura 8). Esta unidad está compuesta por un miembro basal de brecha conglomerádica y un miembro superior constituido por estratos de areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas, lentes de conglomerados y areniscas gruesas de color gris, intercaladas en una serie de areniscas finas y lutitas laminadas de color café rojizo, sobre éstos, areniscas de grano fino con delgados depósitos de lutitas intercalados (Zapatta, 1995).

Se apoya concordantemente sobre unidades de la Formación Baños del Flaco y subyace discordantemente a la Formación Coya-Machalí (= Abanico).

Sus estratos se disponen con un rumbo N20°E a N25°E y manteo entre 45° y 47° al oeste en la base y rumbo N3°E a N16°E y manteo entre 48° y 55° al oeste, además, se encuentran localmente (ladera sur del valle) plegados a causa del arrastre producido por la falla El Fierro (Zapatta, 1995). Su espesor es de aproximadamente 230 m.

Originalmente los depósitos de esta unidad, fueron asignados por Klohn (1960) y otros autores al miembro inferior de la Formación Colimapu. Posteriormente, Godoy y Palma (1991) le asignaron una equivalencia con la Formación Mulichinco.

Debido a su posición estratigráfica y al contenido de un hueso de dinosaurio en el miembro inferior (Charrier, 1995) esta unidad está restringida al Cretácico (Figura 7A).

Se habría depositado, después de un largo periodo de erosión y/o del no depósito de unidades de la Formación Colimapu y de la parte superior de la Formación Baños del Flaco. Correspondería a las facies proximales de un lente clástico fluvial.

Zapatta (1995) la correlaciona con la Formación Viñita del Cretácico superior en el Norte Chico de Chile y podría representar un equivalente proximal oeste de la base de la formación Río Limay, Grupo Neuquén (Zapatta, 1995; Charrier et al, 1996).

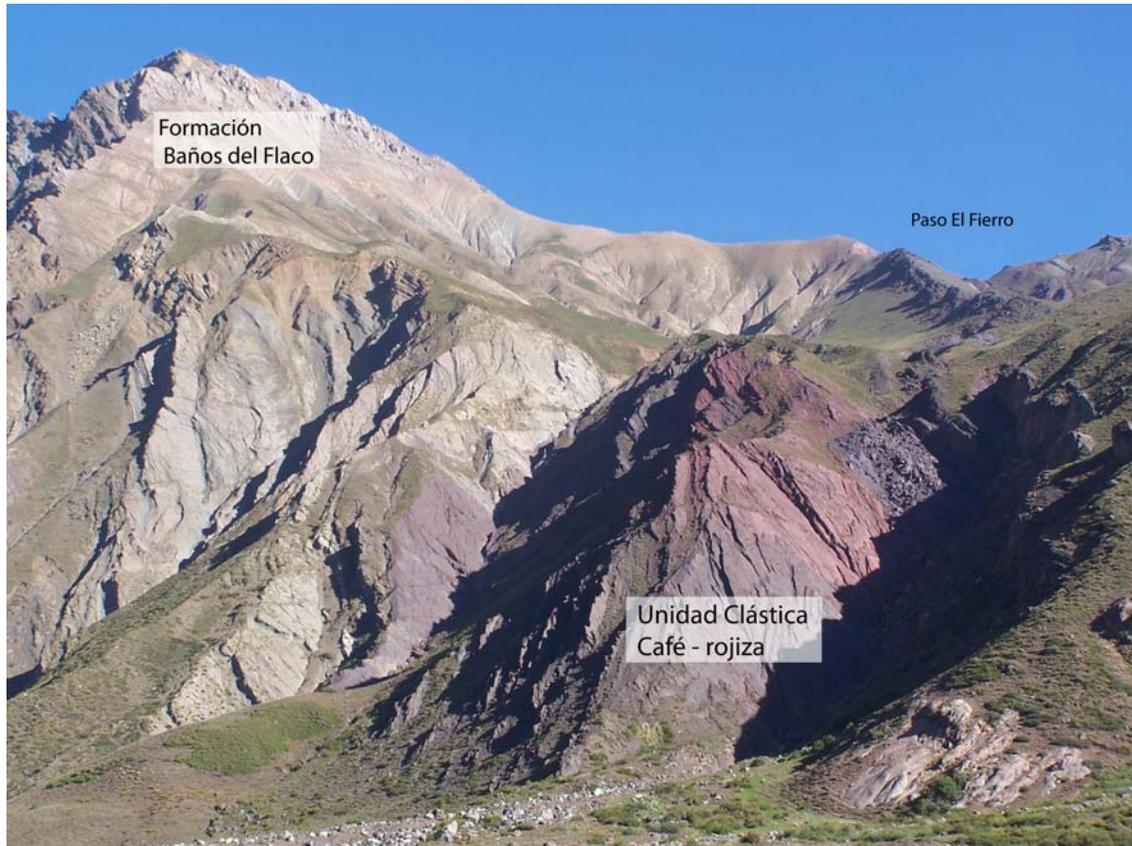


Figura 8. Vista hacia el Sur – Este, ladera sur del valle del río Tinguiririca, desde la localidad de Termas del Flaco. Se observa la Formación Baños del Flaco y la Unidad Clástica Café rojiza al norte del paso El Fierro.

3.1.6. Formación Abanico

Klohn (1960) designó con el nombre de Formación Coya-Machalí a los estratos que afloran entre los pueblos de Coya y Machalí al este de la ciudad de Rancagua. Estudios regionales posteriores (Charrier, 1973, 1981; Thiele, 1980) permitieron concluir que las Formaciones Coya Machalí y Abanico son equivalentes (Drake et al., 1982). Por este motivo y por la mayor extensión que presenta en Chile Central la Formación Abanico, ocuparemos este nombre para designar a estos estratos.

Sus afloramientos en el sector al norte del área de estudio se pueden separar en dos secuencias de rocas bien estratificadas (Zapatta, 1995): una secuencia occidental volcánica compuesta por tobas, ignimbritas, brechas y delgados niveles sedimentarios con niveles volcanoclásticos e intruido por series de filones manto andesíticos; y una secuencia oriental sedimentaria compuesta por depósitos volcanoclásticos, tobas, flujos piroclásticos, delgadas intercalaciones sedimentarias, niveles sedimentarios de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados con desarrollo de paleocanales y estratificación cruzada, y lutitas con concreciones calcáreas (Zapatta, 1995). Esta última sucesión presenta abundantes restos de mamíferos fósiles. Al sur de la región de estudio, Piquer (2005) reconoció un miembro inferior que aflora en los valles de los ríos Malo y Vergara constituido por conglomerados polimícticos, andesitas porfíricas, areniscas medias a gruesas, lutitas, flujos de detritos, depósitos piroclásticos con niveles portadores de mamíferos fósiles y brechas volcánicas y un miembro superior compuesto por lavas andesíticas, wackas, conglomerados, lutitas, areniscas, lavas afaníticas y brechas volcánicas autoclásticas. A partir de las descripciones y columnas levantadas tanto por Zapata (1995) como por Piquer (2005), es posible correlacionar unidades del miembro inferior volcanoclástico de la secuencia Oriental con unidades del miembro inferior Río Malo, y unidades de la secuencia Occidental con unidades del miembro superior.

En el sector de Termas del Flaco, en la ladera sur del valle del río Tinguiririca, los afloramientos fosilíferos sobreyacen en discordancia angular a la Unidad Clástica Café Rojiza. Al sur del paso el Fierro estos depósitos sobreyacen en aparente concordancia a las calcarenitas de la Formación Baños del Flaco (Zapatta, 1995); en ese sector el BRCU estaría erosionado. Godoy y Palma (1990) y Godoy (1991) plantearon que el contacto inferior de esta formación es tectónico por una falla (Corrimiento El Fierro) inversa fuera de secuencia, con manteo al oeste, perteneciente a la faja plegada y corrida en Argentina. Observaciones más recientes muestran que la Formación Abanico cubre discordantemente o en aparente concordancia a las formaciones mesozoicas y que la Falla El Fierro recorta a esta discordancia (Charrier et al., 1996).

La Formación Abanico está cubierta discordantemente en la región de estudio (Figura 7B), por lavas basálticas de la unidad Alto del Padre (1,101 Ma) y Sordo Lucas (Arcos et al. 1988).

En general, a lo largo del valle del río Tinguiririca, los estratos forman un homoclinal con manteo al oeste entre 20° y 40° (Zapatta, 1995). El miembro superior de la secuencia sedimentaria se encuentra afectado por un fuerte tectonismo que generó fallas y pliegues. En la zona sur; en el sector Infiernillo – Los Cipreses, los estratos se disponen generalmente subhorizontales, afectados por pliegues abiertos de gran longitud de onda; en el sector de Santa Rita – Los Lunes forman un anticlinal de rumbo N30°E y manteo variable entre 35° y 55° al oeste (Piquer, 2005). En el valle del río Tinguiririca, desde Termas del Flaco hasta Quebrada El Quillay, esta formación está compuesta por poco más de 1200 m de espesor.

Las continuas efusiones permitieron sellar el ambiente en el cual coexistieron diversas faunas en el tiempo que se depósito esta formación, el hallazgo y estudio de restos fósiles (e.g. Flynn et al., 1995, 2003; Wyss et al., 1990) en conjunto con dataciones realizadas (e.g. Charrier et al., 1996), permiten asignar a estas rocas una edad Eoceno superior - Mioceno inferior.

Estos niveles se habrían depositado en una cuenca extensional caracterizado por continuas efusiones en un ambiente de intra-arco (e.g. Charrier et al., 1996; 2002) de orientación NS, invertidas en el Mioceno.

3.1.7. Volcanismo Andino Joven

En la región de estudio esta unidad esta representada al sur del valle del río Tinguiririca por los altos de los cerros Alto del Padre (Figura 9) y Sordo Lucas (Figura 10), separados por el paso o portezuelo El Baule, corresponden a los depósitos consolidados más recientes de la cordillera.



Figura 9. Ladera sur del cerro Alto del Padre. Se puede observar la disposición prácticamente horizontal de los depósitos volcánicos. Mirada desde el Sur - Oeste.

Están constituidos por andesitas basálticas de olivino y piroxeno, tobas líticas y piroclastos. Presentan una disposición subhorizontal con una suave inclinación hacia el oeste. Y un espesor aproximado de 600 m. Se encuentran en discordancia angular sobre unidades más antiguas previamente plegadas y parcialmente erodadas. Su techo constituye la actual superficie de erosión.

Las rocas volcánicas de Alto del Padre han sido datadas en $1,01 \pm 0,068$ Ma. (Arcos, 1987), por lo que se le puede asignar una edad Pleistocena.



Figura 10. Vista hacia el Nor- Oeste de la ladera Sur – Este del cerro Sordo Lucas.

La relación de estos depósitos con el complejo volcánico Tinguiririca no es clara, se podría considerar como fuente de emisión al cerro Sordo Lucas por su aspecto de cuello volcánico (Arcos, 1987) y asociado a él estarían las lavas de Alto del Padre que presentan una disposición más horizontal. Otra posibilidad es que las lavas del cerro Alto del Padre pertenezcan al Complejo Volcánico Tinguiririca (Arcos, 1987; Arcos et al., 1988) y que correspondan a las lavas de la Unidad La Gloria que se habrían extendido hasta el sur del actual valle de Tinguiririca antes de su incisión.

3.2. Rocas Intrusivas

En el valle del río Tinguiririca, estudiado por Zapatta (1995), las principales rocas intrusivas corresponden a filones mantos, diques y pequeños stock, con textura porfírica y en general con un alto grado de alteración. Corresponden a pórfidos andesíticos, dacitas con piroxeno y biotita. Se reconocen dos generaciones de cuerpos hipabisales subvolcánicos, una que intruye a la Unidad Clástica Café Rojiza de edad post-Cretácica superior y una que intruye la serie Terciaria de edad post- Mioceno inferior.

Al sur del río Teno, estudiado por Piquer (2005) se reconoce el intrusivo Estero Santa Rita o Batolito Los Cipreses, ubicado en el sector del mismo nombre, corresponde a una monzodiorita de hornblenda que intruye rocas de la formación Abanico. Tiene una edad estimada Eoceno-Oligoceno (Davidson, 1971). En la zona de las nacientes del río Infiernillo se han reconocido tres tipos de intrusivos principales, los cuales se asocian a la mineralización y alteración hidrotermal del prospecto Infiernillo. De acuerdo al orden relativo en que han intruido, estos son: diorita, granodiorita/cuarzo monzonita, de edad $7,8 \pm 0,4$ Ma (Piquer, 2005) y pórfidos dacíticos y riódacíticos de edad $7,9 \pm 0,4$ Ma. (Piquer, 2005). Se tiene así, un rango de edad Mioceno – Plioceno para los intrusivos en la zona sur.

3.3. Estructuras

3.3.1. Falla El Fierro

La estructura deformacional más reconocida en la región de estudio es la Falla El Fierro, corresponde a la falla regional más oriental de la Cordillera Principal entre los 33° y 36°S.

Esta falla se expresa a lo largo de todo el borde oriental de la región de estudio, por lo que es considerada la estructura de mayor relevancia en el control estructural de la zona. Diversos autores la han estudiado y correlacionado con otros sistemas estructurales de similares características prolongándola, tanto hacia el norte como al sur. Hacia el norte, en el valle del Río Volcán (aproximadamente a los 33,50°S) se reconoce la Falla El Diablo con similares características (Fock, 2005), algunos autores la prolongan incluso hasta los 32°S (Castelli (1997, 1998, 1999 a,b, 2003; Iriarte y Selles, 2000; Charrier et al., 2005).

En el Paso El Fierro, frente al pueblo de Termas del Flaco, la traza de esta falla se puede observar bien. Bajando desde el Paso El Fierro hacia el norte por la quebrada, es posible ver que es levemente oblicua a la serie estratificada que corta, con un rumbo aproximado N11°E e inclinación general de 54° al oeste (Zapatta, 1995) y va cortando unidades más antiguas hacia el norte (Charrier et al., 1996). Al sur del Paso El Fierro, la inclinación de la falla es más concordante con la estratificación y va cortando unidades más jóvenes (Zapatta, 1995). Al sur del río Teno, su traza aflora en las quebradas Vega Chica y La Zorra, y de continuar su extensión hacia el sur se encontraría cubierta por el plateau riolítico de edad inferida Pliocena.

Pliegues de arrastre en la Unidad Clástica Café Rojiza (BRCU de Charrier et al., 1996) y en la Formación Abanico indican un movimiento inverso (Davidson, 1971; Godoy y Palma, 1990; Zapatta, 1995; Piquer, 2005). Corresponde a una falla inversa de

vergencia este. Sin embargo, se tiene que las rocas del bloque alzado son más jóvenes que las del bloque yacente, lo que permite inferir que se trata de una falla que antiguamente tuvo un movimiento normal y que la inversión posterior no ha sido completa.

El desplazamiento que ha producido la falla no ha podido ser determinado debido a la ausencia de elementos lineales para medirlo.

La falla principal y fallas menores asociadas reconocidas hacia el lado oeste se alinean formando un sistema de fallas paralelas que coincide con la orientación de los cuerpos intrusivos, las zonas de mineralización y alteración hidrotermal (Piquer, 2005). El arco magmático actual tiene la misma orientación e incluso los volcanes Planchón y Peteroa están ubicadas encima de la traza de la Falla El Fierro, lo que permite inferir que existió y existe un control estructural del magmatismo en esta región.

Se ha interpretado que este sistema de fallas en conjunto con otras fallas de similares características más al norte habrían controlado la apertura de la cuenca extensional de Abanico entre el Eoceno Medio a Superior y el Oligoceno Superior en la que se depositaron las rocas de la Formación Abanico, y que fue reactivada al modo inverso durante eventos compresivos del Mioceno y Plioceno, por lo que se le ha asignado una edad de reactivación al modo inverso entre el Mioceno inferior a medio (Giambiagi y Ramos 2003).

3.3.2. Valle del río Tinguiririca

Al oeste de la falla El Fierro, en el valle del río Tinguiririca, se identifica una falla de orientación NNE e inclinación $>60^\circ$ al oeste, en la quebrada Los Lunes, con probable movimiento inverso y fallas asociadas a pliegues con vergencia hacia el este, desarrollados en rocas sedimentarias de la Formación Abanico (Zapatta 1995) .

En la ladera norte del valle del río Tinguiririca, Zapatta (1995) reconoció una serie de pliegues con vergencia este, cuyos ejes varían su rumbo entre $N10^\circ E$ y NS. El pliegue más occidental es un apretado sinclinal que se encuentra al oeste de la quebrada del arroyo del Guanaco. Hacia el Este continúa con un anticlinal ubicado en la quebrada que llega a la zona de Las Lagunillas, y que continúa en Quebrada Garcés con un sinclinal (Figura 11)

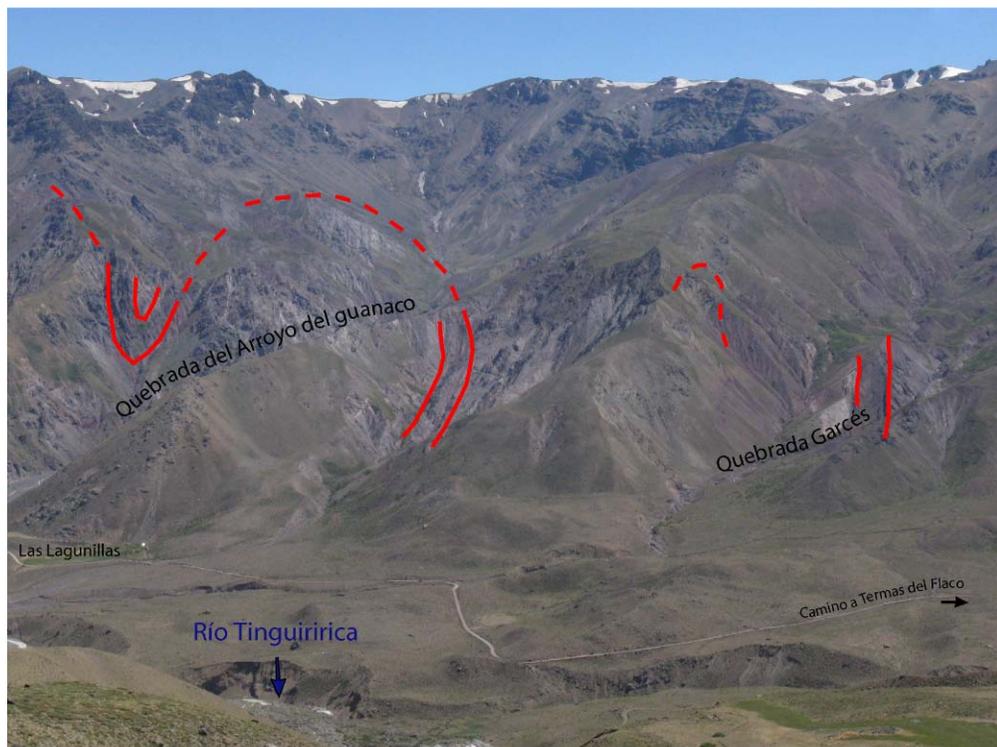


Figura 11. Vista desde Quebrada Los Lunes hacia el Nor-Oste del valle del río Tinguiririca, ladera norte. Pliegues estudiados por Zapatta (1995), inmediatamente al norte de la región de estudio.

En la ladera sur del valle del río Tinguiririca se reconoce un sinclinal (Figura 12), el cual correspondería a la continuación de uno de los pliegues de la ladera norte hacia el sur (Zapatta, 1995).



Figura 12. Vista hacia el Sur-Este de la ladera sur del valle del río Tinguiririca, se observa un sinclinal de gran longitud de onda y poca amplitud que afecta a las rocas de Formación Abanico que subyacen a las lavas cuaternarias del Cerro Alto del Padre.

En esta zona Zapatta (1995) propone tres discordancias, estas son:

- Una discordancia por erosión que abarca desde el Cretácico superior – Cenozoico inferior y que separa la Formación Coya – Machalí de la Unidad Clástica café rojiza y de la formación Baños del Flaco.
- Una discordancia de erosión en el Cretácico medio entre la Unidad Clástica café Rojiza y la formación Baños del Flaco.
- Una probable discordancia entre la Toba Blanca de 104 Ma. y la formación Baños del Flaco.

3.3.3. Sur del río Teno

En las Nacientes del río Infiernillo, Piquer (2005) reconoció la falla Infiernillo – Los Cipreses, constituida por numerosas estructuras menores. Presenta un rumbo variable entre N20°E en el sur, y NS en el norte, y vergencia al este. Al igual que la Falla El Fierro habría controlado la apertura de la cuenca de Abanico entre el Eoceno-Mioceno inferior y se infiere que fue reactivada en modo inverso durante el Mioceno - Plioceno. Además se la interpreta como el conducto por el cual durante eventos compresivos del Mioceno superior, habría ascendido magma que dio origen al intrusivo Infiernillo-Los Cipreses, cuya edad es de $7,8 \pm 0,4$. Este evento ha sido considerado por este autor como el del inicio del periodo principal de la deformación y alzamiento de los Andes (Piquer, 2005).

Piquer (2005) observó algunos pliegues abiertos de gran longitud de onda y pequeña amplitud en el sector más occidental y al sur un pliegue cuyo eje tiene un rumbo N10°W y buzamiento al norte, con flancos cuyo manteo es de 35° y 50°, longitud de onda de 300 m. y amplitud de 150 m. Al norte del valle del río Pellejo observó un amplio sinclinal cuyo eje buza hacia el norte, de longitud de onda de 3 a 4 Km. y amplitud de 1 Km. Se une al oriente con un pliegue de arrastre probablemente causado por movimientos de la Falla El Fierro.

4. GEOLOGÍA LOCAL

4.1. Unidades Estratigráficas

En la región de estudio se reconocen rocas y depósitos del Cenozoico hasta el Presente. Los estratos cenozoicos pertenecientes a la Formación Abanico se disponen formando pliegues homoclinales, pliegues asimétricos de baja longitud de onda y pliegues de gran longitud de onda y baja amplitud. En el sector del Colorado se depositan niveles de conglomerados intercalados con areniscas sobre los niveles sedimentarios altamente deformados de la Formación Abanico. Y en los sectores de mayor altitud cubren en discordancia a los depósitos antiguos, lavas de los cerros Sordo Lucas y Alto del Padre.

4.1.1. Formación Abanico

Las rocas de esta formación se extienden prácticamente en toda el área de estudio abarcada en las campañas de terreno (Figura 6), y corresponden a las rocas que presentan un mayor desafío para la interpretación de la geología del lugar pues se encuentran intensamente deformadas, erosionadas y están cubiertas por material no consolidado.

En el extremo oriental, es posible levantar una columna estratigráfica de los depósitos superiores de la secuencia sedimentaria de esta formación gracias a que en la ladera oriental del estero del Colorado los estratos están bien expuestos. Los estratos que conforman este miembro sedimentario fino de aproximadamente 500m de potencia, presentan una orientación NS con un manteo de 15° al oeste conformando el flanco oriental de un sinclinal de poca amplitud. En algunos sectores las capas mas finas de este miembro muestran una gran deformación (Figura 13). Se depositan concordantemente

sobre 50 m de depósitos volcanoclásticos de color gris – rojizo (Figura 14) y subyacen en discordancia a los Conglomerados del Campo del Colorado (Figura 15).



Figura 13. Limolitas plegadas en el sector de Campo del Colorado. A) vista al Nor-Oeste, los estratos forman una sucesión de pliegues chevron. B) vista hacia el Nor-Este, se observan pliegues con vergencia al oeste.



Figura 14. Vista hacia el Sur-Este desde el cerro Alto del Padre, en el fondo se aprecia el Estero del Colorado y en su ladera occidental la secuencia de rocas estratificadas del miembro sedimentario de la Formación Abanico sobre un nivel de rocas volcanoclásticas de color rojizo y gris.



Figura 15. Vista hacia el Nor-Este del cerro Alto del Padre, se observa la sucesión de estratos del miembro lacustre de la Formación Abanico que subyace a los Conglomerados del Campo del Colorado.

A continuación se presenta una breve descripción de los estratos que constituyen este miembro de base a techo (Figura 16):

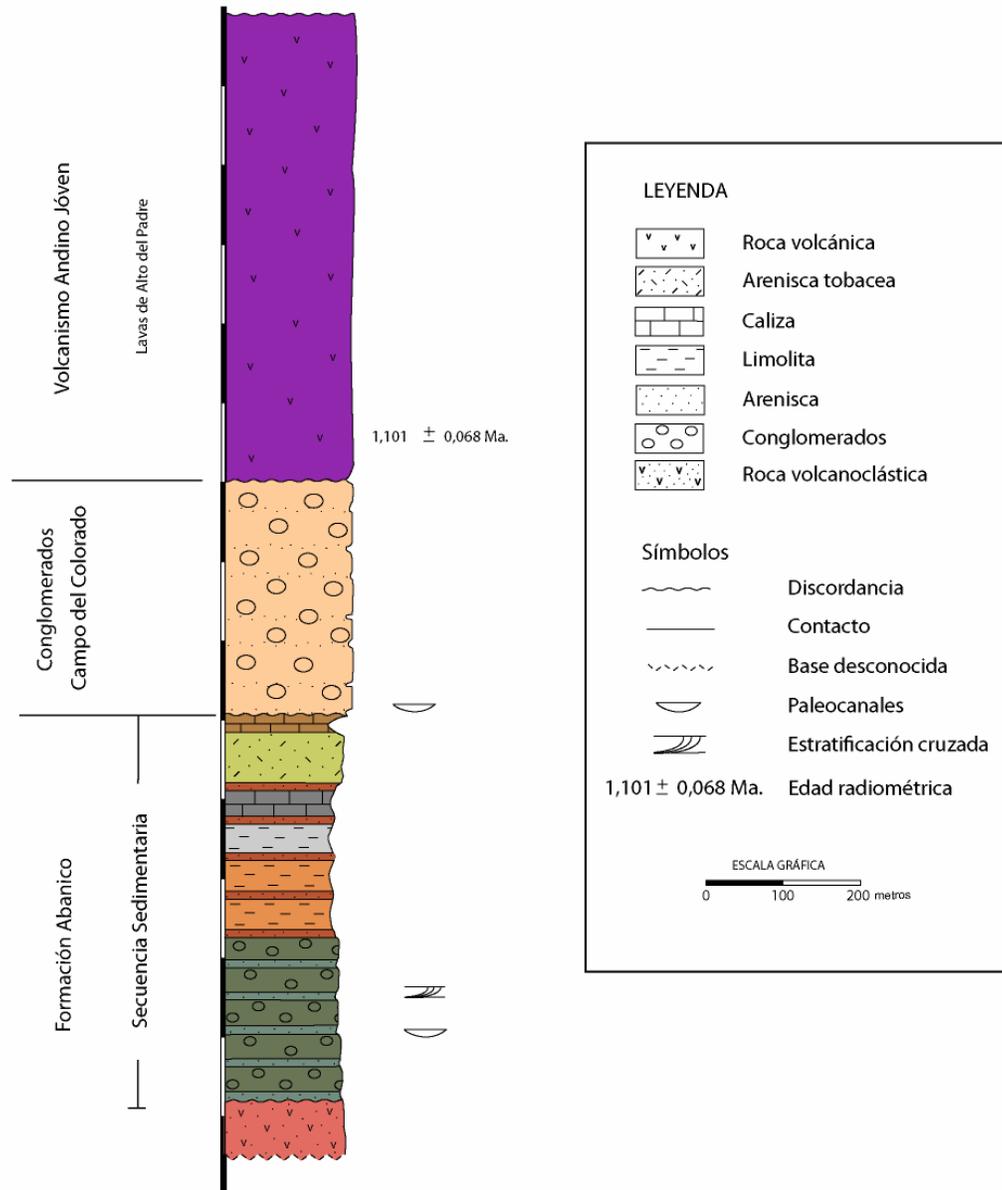


Figura 16. Columna estratigráfica levantada en el sector del Campo del Colorado, basada en observaciones realizadas en el trabajo de terreno del presente estudio y en Arcos (1987). En la unidad de conglomerados intercalados con niveles de arenisca de la Formación Abanico se observan paleocanales y estratificación cruzada; en los niveles de arenisca de los Conglomerados del Colorado también se observan paleocanales. Se tiene una edad Pleistocena para las lavas del cerro Alto del Padre.

1. Una secuencia de 300 m de espesor, de color gris verdoso (Figura 14) conformada por capas de conglomerados clastosoportado intercalados por niveles de aproximadamente 50 cm de espesor de areniscas. Los clastos que conforman los niveles conglomerádicos son de forma subangulosa, subredondeada, de composición volcánica y con tamaño variable entre 0,5 y 4 cm de diámetro. Las intercalaciones de areniscas son de tamaño arena medio a grueso y se observan en estos niveles pequeños paleocanales de unos 5 m de largo.

2. Una secuencia de estratos finos intercalados por niveles de arenisca (Figura 15) de tamaño de grano arena fino a media, de buena selección y clastosoportada. Los clastos de la arenisca están conformados por cristales de plagioclasa, piroxeno, biotita y líticos, se presentan en forma sub-angulosa y mala esfericidad. Posee un 25 % de matriz compuesta por arcillas de color rojizo y se infiere cemento de tipo siliceo por su peso. La secuencia de capas finas intercaladas de base a techo es la siguiente.
 - a. Limolita de color pardo anaranjado con granos tamaño arena muy fina y limo.
 - b. Una capa de color gris compuesta por granos de tamaño arena fina que presenta fracturas y espacios rellenos por calcita.
 - c. Una capa de limolita de color gris blanquecino.
 - d. Capa de caliza de color gris claro con fractura concoidal.
 - e. Una capa de color verde y aspecto limoso, con granos de tamaño arena fina con cristales de biotita y plagioclasa, fragmentos de calcedonia de forma alargada y tamaño variable entre 1 y 4 mm.
 - f. Caliza de color pardo.

Esta secuencia se habría depositado en un ambiente de cuenca fluvio-lacustre

De acuerdo a las características estratigráficas y disposición espacial de los estratos, este miembro puede ser correlacionado con la parte superior del miembro sedimentario

de la secuencia Oriental de la Formación Abanico en el valle del río Tinguiririca descrita por Zapatta (1995)

Hacia el Oeste, en los sectores de Los Corrales y Campo del Colorado, predominan unidades continentales compuestas por gruesos niveles conglomerádicos con clastos subangulosos volcánicos de selección moderada y matriz tamaño arena media intercalado por niveles de limolita y arenisca fina a gruesa, de colores grises y pardos, con presencia de paleocanales y estratificación cruzada (Figura 17), indicadores de polaridad que permitieron determinar la orientación de estratos en flancos de pliegues. Las unidades, al parecer, pertenecientes a la unidad (1) recién descrita configuran en este sector un complejo sistema de pliegues que subyace en discordancia por lavas del cerro Alto del Padre.



Figura 17. Vista hacia el Norte de un estrato con alta inclinación compuesto por conglomerados intercalados con areniscas. Los indicadores de polaridad (paleocanal y estratificación cruzada) indican una polaridad positiva hacia el Este. En este caso ayuda a determinar que éste estrato forma parte del flanco oriental de un anticlinal volcado.

Al sur del paso de El Baule, se distingue una secuencia volcánica compuesta por rocas volcánicas andesíticas y rocas volcánicas autoclásticas dispuestas sobre unidades lacustres finas (Figura 18) de arenisca y lutita intercalada con niveles de calizas con concreciones (Figura 19).



Figura 18. Vista hacia el Nor-Este, de la ladera este del cajón del Burro. En color naranja se destaca la estratificación de las unidades volcánicas sobre unidades finas (color amarillo) de la Formación Abanico.



Figura 19. Nivel de caliza con concreciones

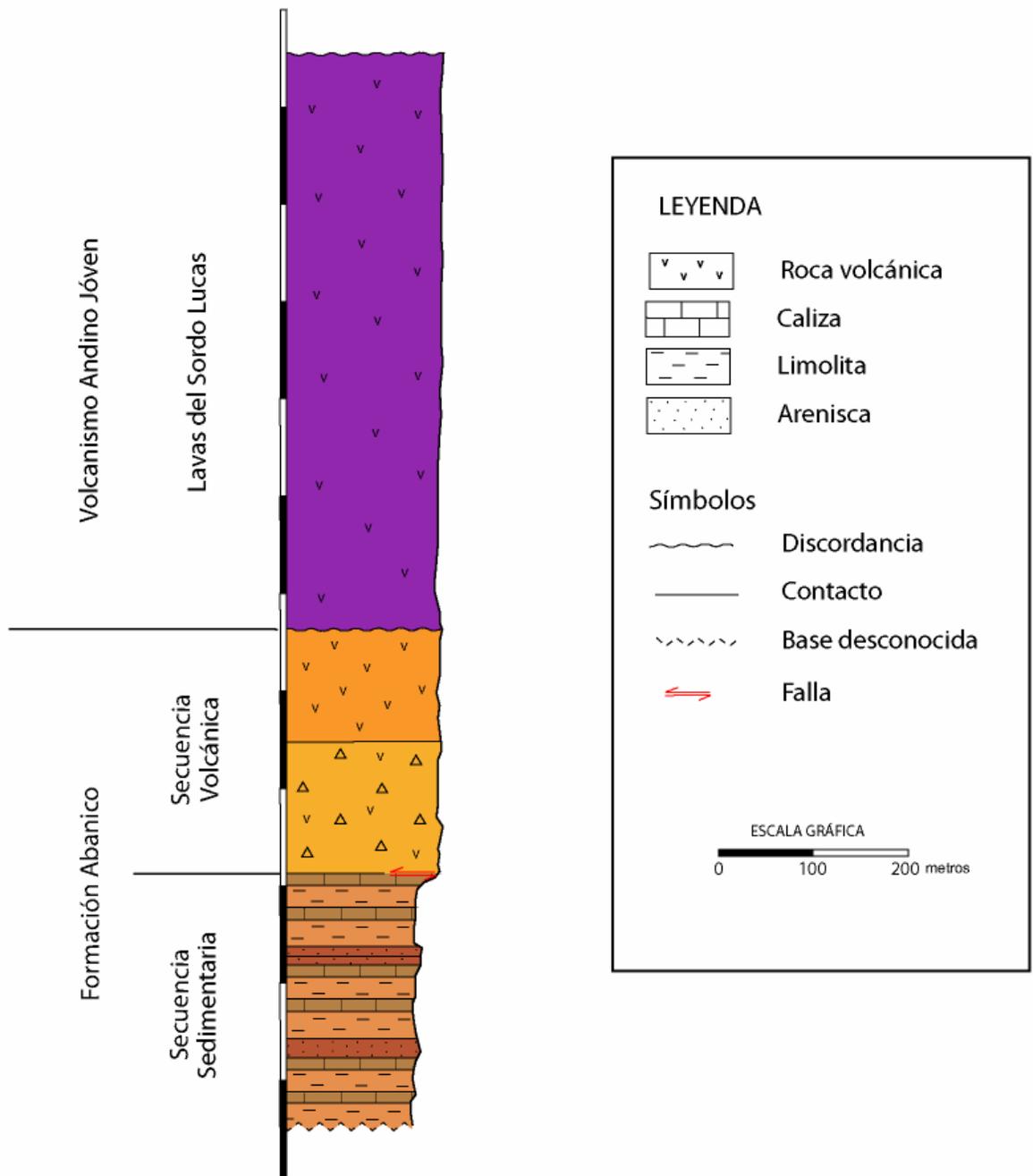


Figura 20. Columna estratigráfica levantada al sur del portezuelo El Baule, en el cajón del Burro, basado en observaciones realizadas en el trabajo de terreno del presente estudio. Se distinguen estratos sedimentarios y volcánicos pertenecientes a la Formación Abanico y lavas del cerro Sordo Lucas.

Esta unidad sedimentaria correspondería a la secuencia de unidades finas intercaladas con areniscas, unidad (2) recién descrita. Los estratos aquí observados son equivalentes a los descritos por Piquer (2005) en el sector de Infiernillo – Los Cipreses, por lo que corresponderían a la unidad U₄ del miembro superior de la Formación Abanico (Piquer, 2005).

Al oeste de este sector, los afloramientos de roca disminuyen notablemente, teniéndose, en cambio, una zona de superficie suave y material disgregado (Figura 21) compuesto por clastos volcánicos principalmente de color rojizo y gris, al parecer perteneciente a la secuencia occidental de la Formación Abanico .

En el sector más occidental es posible observar, aunque no directamente, debido al difícil acceso, la disposición y posible litología de las rocas que afloran en Quebrada La Gloria (Figura 21); éstas corresponden a niveles volcánicos de colores grises rojizos y violáceos que subyacen discordantes a las lavas del cerro Sordo Lucas y que se pueden correlacionar, dadas las características previamente señaladas, con las unidades del miembro superior de la Formación Abanico descritos por Piquer (2005).



Figura 21. Vista hacia el Oeste de la zona de estudio. Se observa la ladera occidental del cajón del Burro, donde predomina material disgregado. En el cordón de atrás se observan afloramientos de roca perteneciente a la secuencia volcánica de la Formación Abanico y en el cordón de al fondo se puede observar en color blanquecino la continuación hacia el norte del intrusivo de Infiernillo (Piquer, 2005).

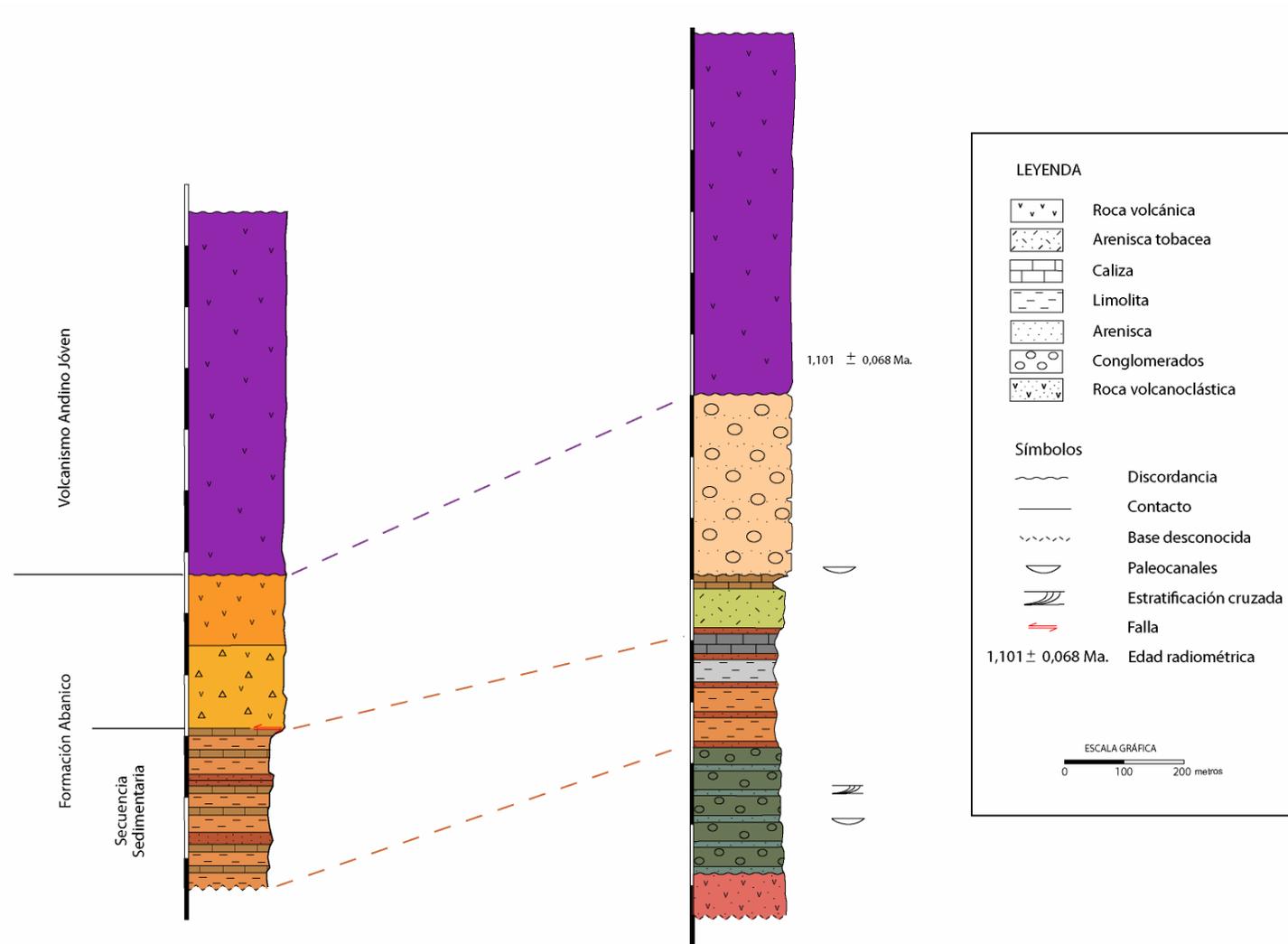


Figura 22. Correlación entre las unidades estratigráficas del Cajón del Burro al Oeste y del Campo del Colorado en el borde oriental de la zona de la zona de estudio.

4.1.2. Conglomerados del Campo del Colorado

Esta unidad no ha sido descrita con anterioridad por otros autores, aflora sobre los 2.750 m en el sector de Campo del Colorado, en la ladera sur del cerro Alto del Padre (Figura 23) y bajo las lavas basálticas cuaternarias que constituyen este cerro.

Corresponde a una secuencia sedimentaria continental de niveles conglomerádicos intercalados con niveles de areniscas finas de color verdoso. Presenta una mala selección con clastos volcánicos cuyo tamaño alcanza los 15 cm de diámetro, de forma redondeados, esférica y algunos alargados, se encuentran inmersos en una matriz de arena fina y limo.

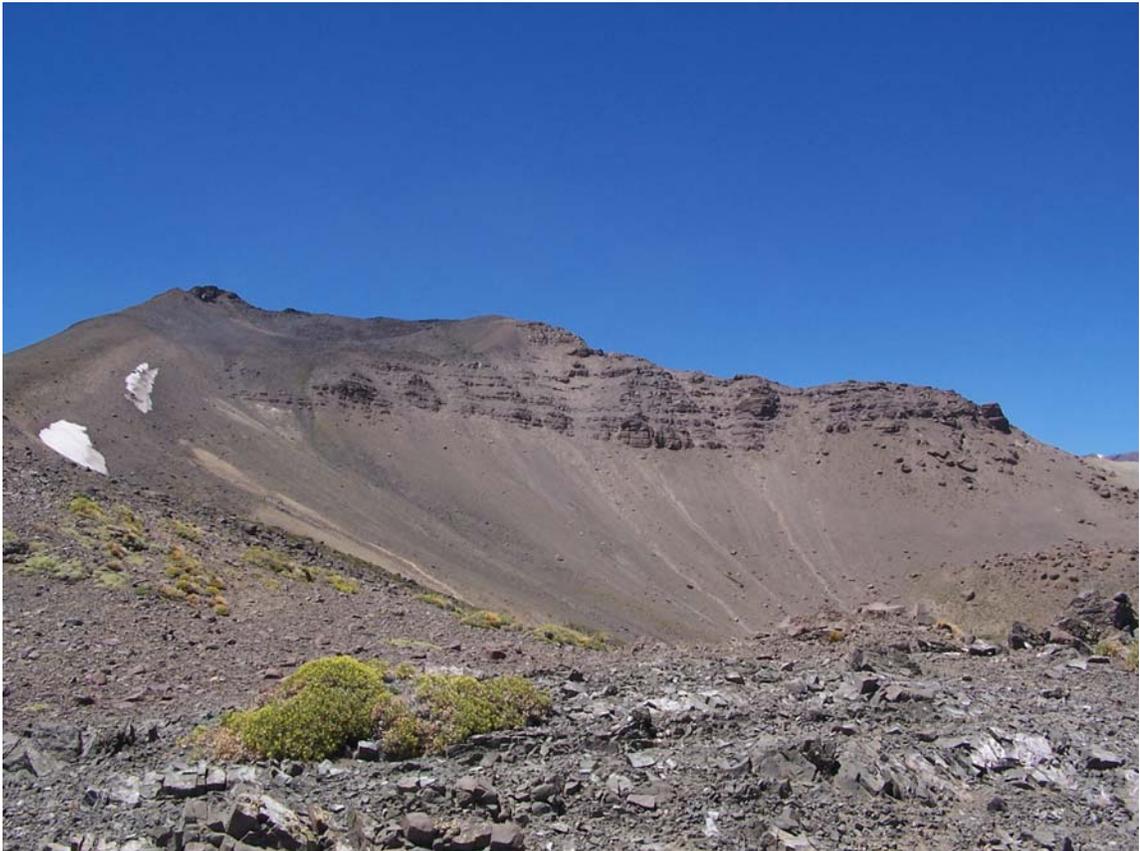


Figura 23. Depósitos conglomerádicos del Campo del Colorado, ladera sur del cerro Alto del Padre. Vista hacia el Nor – Este.

Esta unidad sobreyace discordante sobre el miembro lacustre perteneciente a la secuencia sedimentaria de la Formación Abanico (Figura 15) y está cubierta también discordante por lavas del Alto del Padre

Estos estratos poseen una potencia de aproximadamente 300 m y forman un amplio sinclinal de pequeña amplitud con una orientación aproximada NNW.

Su edad de acuerdo a relaciones estratigráfica varía en un rango entre la superficie sobre la cual se deposita, que en este caso otros autores (Farías, 2008) la han considerado como una peneplanicie cuya edad fluctua entre los 9 y 4 Ma., y la depositación de las lavas que los recubren datadas en 1,01 Ma (Arcos, 1987).

El ambiente de depositación de esta unidad correspondería a un lente clástico fluvial, depositado luego de un periodo de erosión sobre la unidad fina, lacustre de la Formación Abanico.

En Argentina a la misma latitud de este estudio han sido reportados depósitos de características similares (José Mescua, comunicación oral) con los cuales se podría correlacionar esta unidad. Al igual que en la región de estudio, estos niveles conglomerádicos se encuentran en discordancia sobre unidades altamente plegadas correspondiente a rocas de la faja plegada y corrida y subyaciendo depósitos volcánicos pleistocenos.

4.2. Estructuras

En la región de estudio y a diferentes escalas, se reconocieron una serie de estructuras

Se distinguen a lo menos dos dominios estructurales principales al oeste de la Falla El Fierro diferenciado por el tipo de deformación que presentan sus rocas. Un dominio occidental, caracterizado por un basculamiento suave hacia el Oeste de los miembros volcánicos de la Formación Abanico, formando un gran homoclinal; y un dominio oriental caracterizado por una intensa deformación de las unidades sedimentarias de la Formación Abanico.

Estos dominios se pueden extender hacia las regiones estudiadas por Zapata (1995) al norte y Piquer (2005) al sur de la región de estudio.

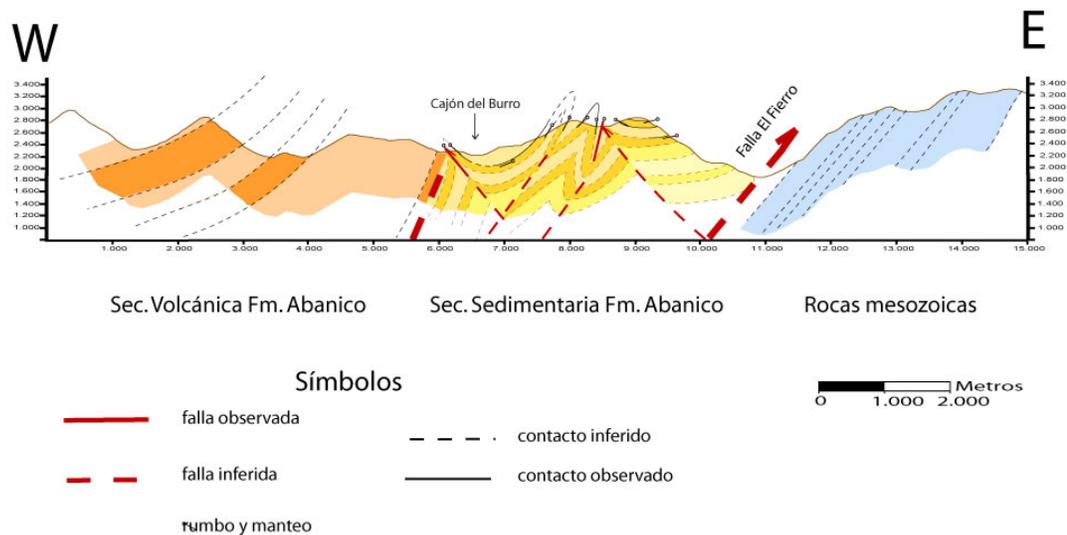


Figura 24. Perfil geológico de la zona de estudio.

4.2.1. Fallas

En superficie no se observan fallas de gran extensión ni importancia como la falla de El Fierro, sin embargo al oeste del cajón del Burro (por donde transcurre el estero Los Maitenes), que nace en el Portezuelo El Baule, una zona caracterizada por una topografía suave de material no consolidado, de color rojizo y ausencia de afloramientos llama la atención (Figura 25).

En este sector predomina material disgregado de tamaño arena fina, mezclado con clastos y bloques angulosos de lava andesítica de color rosada y gris, de grano muy fino a fino, de unos 10 cm de diámetro.

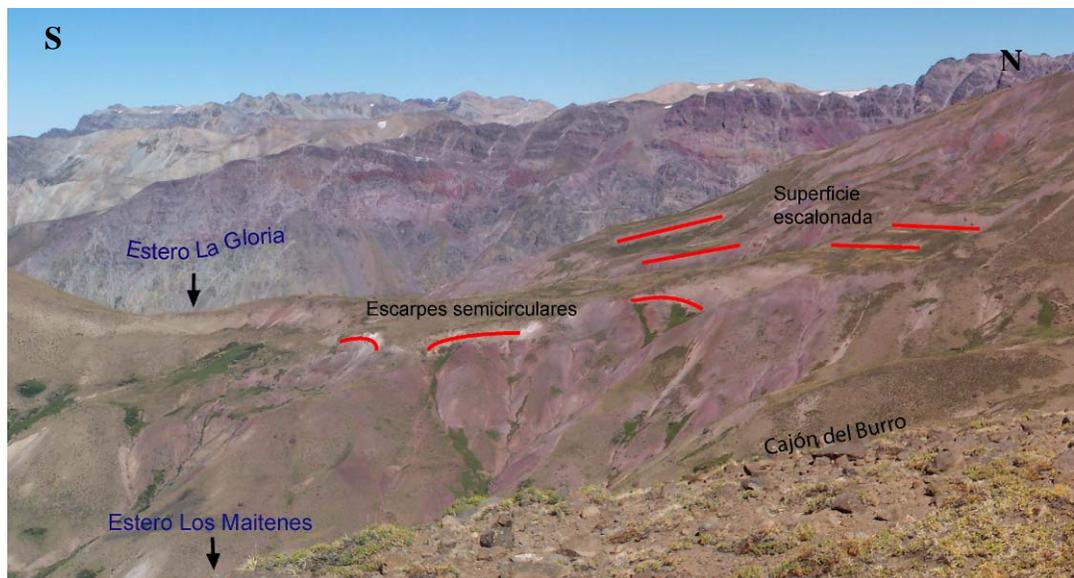


Figura 25. Sector caracterizado por una morfología suave y material disgregado a lo largo de la ladera occidental del cajón del Burro.

En algunas zonas de este sector es posible identificar superficies suaves y escalonadas, lineamientos semicirculares asociados a escarpes de falla desde donde se pudo haber desprendido material, y zonas con formas lobuladas. Estas características sugieren un tipo de deslizamiento rotacional o compuesto, con la participación de fallas superficiales, lamentablemente no se cuenta con más evidencias que apoyen esta idea;

las redes de drenaje no presentan cortes ni variaciones importantes en su curso y la vegetación que se desarrolla a estas alturas es escasa, por lo que es bastante difícil utilizar esta variable para deducir que todo este sector corresponda a una posible remoción.

Se considera entonces que esta zona correspondería a una zona de falla importante de dirección aproximada NS, desarrollada a lo largo del cajón del Burro. Al norte se conectaría con la falla propuesta por Zapatta (1995) que pasa por la quebrada Los Lunes. Esta falla, cuya traza estaría cubierta correspondería a una falla mayor para la zona de estudio. De aquí en adelante nos referiremos a ella como falla El Baule, como ya la han denominado otros autores.

4.2.1.1 Fallas menores

1. En una quebrada pequeña y sin nombre, al oeste del cajón del Burro, en el sector casi sin afloramientos expuestos se encontró una zona de falla de orientación NE (Figura 26) dispuesta prácticamente vertical separando rocas volcánicas andesíticas de rocas sedimentarias finas y deformadas. Esta falla probablemente está asociada a la Falla El Baule, como parte de su traza principal o como una rama de ésta, que corta el contacto entre la Secuencia Occidental volcánica y la Secuencia Sedimentaria de la Formación Abanico. Indicadores cinemáticos le confieren un movimiento inverso de vergencia al Oeste.

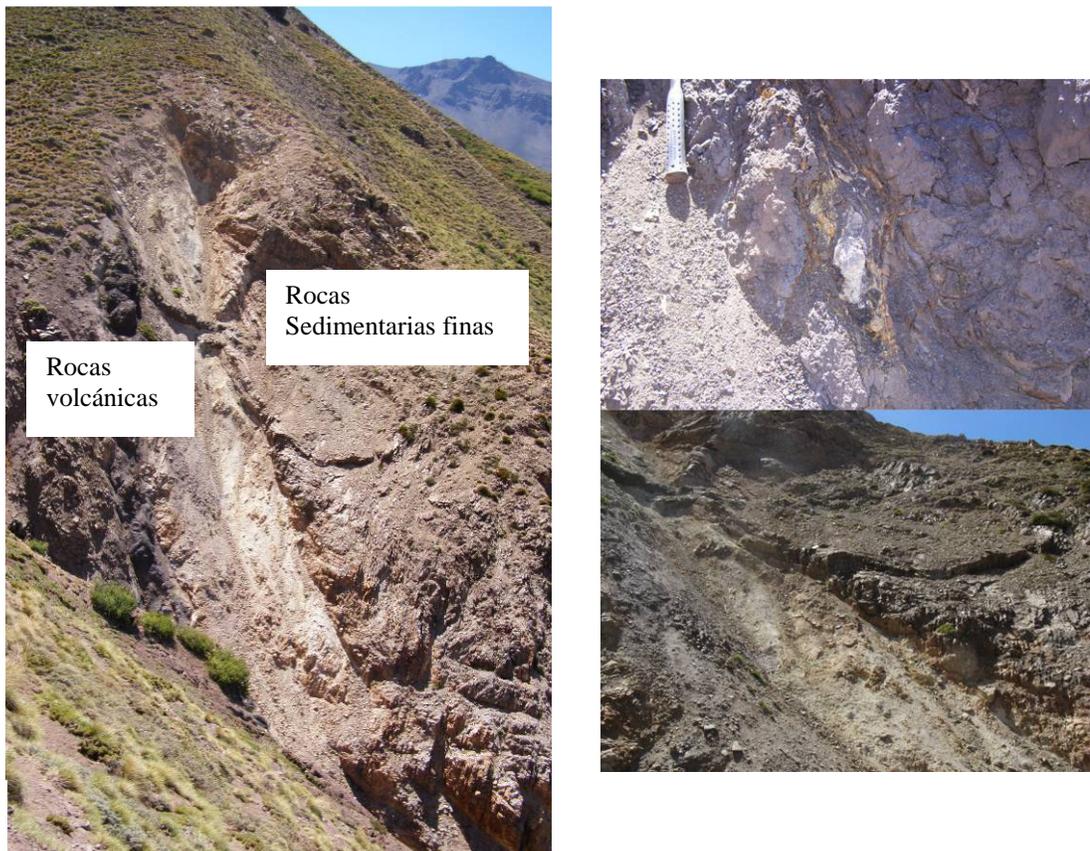


Figura 26. Zona de falla entre unidades volcánicas y sedimentarias finas, en la ladera este del Estero Los Maitenes, vista hacia el Nor-Este. A la izquierda vista general del afloramiento, a la derecha vista del detalle de la zona de falla y de los indicadores de un movimiento inverso.

- Hacia el oriente, topográficamente bajo los Conglomerados del Campo del Colorado por la ladera sur (Figura 27), en una pequeña quebrada sin nombre, se reconoció una zona de falla que separa depósitos de brecha conglomerádica, de depósitos finos del miembro lacustre, ambos pertenecientes a la secuencia sedimentaria de la Formación Abanico. Esta falla tiene una orientación NS y su manteo varia entre 80° a 60° al oeste. La zona de falla está formada por una brecha de falla cuya matriz es de tamaño arcilla y limo, y contiene clastos aislados de lutita que alcanzan los 10 cm. de diámetro.

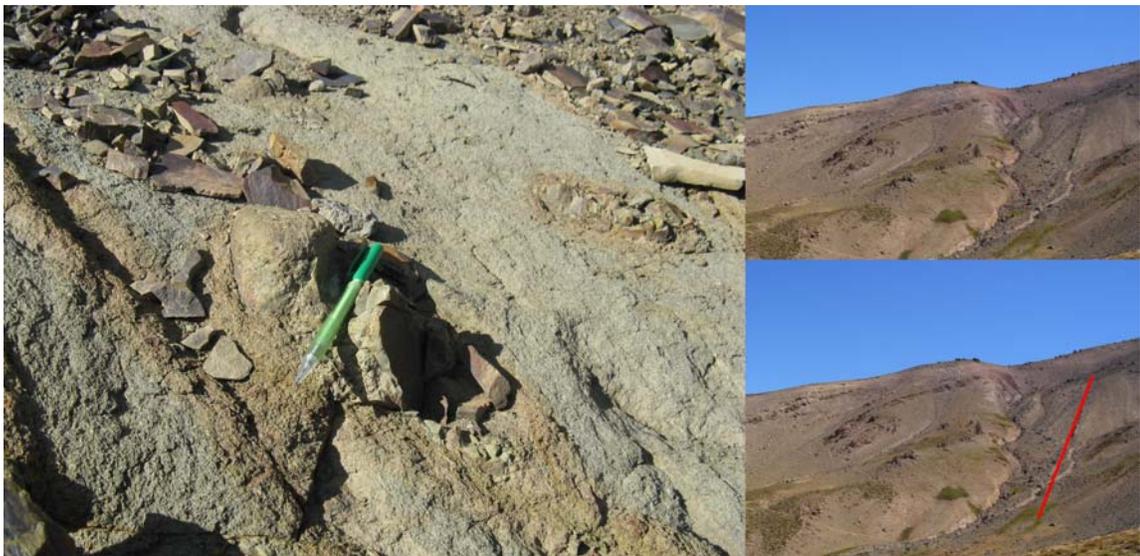


Figura 27. Zona de falla (2), bajo unidades del Campo del Colorado, vista hacia el Nor-Oeste. A la izquierda se tiene un detalle de la zona de falla que afecta a rocas sedimentarias finas y a la derecha una visión generalizada.

Avanzando desde el punto anterior al Este sobre el próximo cerro se distingue un cambio en el rumbo de los estratos, mas el contacto entre éstos está cubierto. La proyección de la traza de la falla anterior hacia el Sur – Este pasa por este sector por lo que se infiere en primera instancia una misma falla que conecta ambos sectores.

Debido a la alta dificultad en el acceso al sector más occidental, éste no pudo ser levantado en el trabajo de terreno, sin embargo se tuvo una buena visibilidad a distancia de estos afloramientos ubicados en la quebrada La Gloria. En la prolongación hacia el

sur del río Teno (Figura 28), de esta quebrada, Piquer (2005) ha descrito la Falla Infiernillo – Los Cipreses, como una falla de importancia en el control magmático de la región asociada al emplazamiento de intrusivos. Más al Oeste es posible ver como se extiende a lo largo de un cordón de orientación NS el intrusivo Infiernillo (Figura 21), dada la gran extensión de este intrusivo, sugiere que la falla que controló su emplazamiento correspondería a una falla mayor en la región.



Figura 28. Vista hacia el sur de la zona de estudio, hacia la zona estudiada por Piquer (2005), se observa la secuencia de rocas pertenecientes principalmente al miembro volcánico de la Formación Abanico, y que se pueden correlacionar con las rocas que se observan en Quebrada La gloria al norte del río Teno. A la derecha se observa el intrusivo Infiernillo y al fondo a la derecha el volcán Planchón-Peteroa.

4.2.2. Pliegues

En el dominio oriental los estratos volcánicos forman un pliegue de gran longitud de onda y amplitud, en la zona de estudio los afloramientos de esta secuencia forman parte del flanco oriental con manteo hacia el oeste y cabalgan a capas sedimentarias finas de la secuencia oriental de la Formación Abanico.

El dominio oriental en la vertiente norte del valle del Río Teno presenta una serie de pliegues desarrollados en sucesiones sedimentarias constituidas por intercalaciones de areniscas con brechas conglomerádicas y de areniscas con material fino como lutitas y calizas.

De W a E se tiene; (1) un anticlinal de vergencia al oeste, (2) un pliegue con eje de orientación NNE continuado por (3) un anticlinal volcado, (4) un anticlinal interrumpido en su ápice por una falla (falla menor 1) cuyo eje tiene orientación aproximada es NS y buza hacia el norte, y finalmente (5) un sinclinal de gran longitud de onda interrumpido por la falla El Fierro (Figura 24).

1. El primer anticlinal se infiere a partir de los estratos observados en el cajón del Burro.
2. El flanco oeste del sinclinal más occidental se observó al este del cajón del Burro en niveles de lutitas con concreciones y calizas intercaladas con areniscas finas, tiene un eje de orientación NNE y manteo variable entre 40° y 50°. Hacia el Sur - Este, a niveles de cota menores, niveles de arenisca y brecha conglomerádica con manteo de 22° W conforman el flanco oriental del sinclinal, el cual se continúa hacia el este como parte del anticlinal (3).
3. En el sector de Los Corrales (Figura 2) aproximadamente en las coordenadas UTM 365.700 E y 6.125.000 N (Figura 6) se presenta un anticlinal muy apretado cuyo eje tiene un rumbo N28°E y sus flancos mantean 66° al este y oeste respectivamente.

Este pliegue afecta niveles de rocas estratificadas constituidas por brechas conglomerádicas con clastos de roca volcánica, principalmente andesitas, subangulosos, subredondeados de tamaño variable entre 0,5 a 4 cm, llegando incluso hasta los 10 cm de diámetro y matriz de granos tamaño arenisca intercalado con niveles de areniscas de tamaño medio. Se presentan paleocanales y estratificación cruzada que permiten determinar la polaridad de los estratos y por lo tanto su pertenencia al flanco Este u Oeste del pliegue.

Avanzando hacia el sur aproximadamente en las coordenadas UTM 365.700 E y 6.124.600, se reconoce un anticlinal volcado (Figura 29), con eje de rumbo aproximado N28°W, el manteo del flanco oeste varía entre 70° a 25° al oeste y disminuye en el mismo sentido. Al igual que el anticlinal anterior afecta niveles de brecha conglomerádica intercalada con niveles de arenisca de grano medio a fino, además de niveles finos de lutita. También presenta estratificación cruzada lo que permitió definir base y techo de los estratos.

Estos anticlinales se correlacionan y son considerados como parte de un mismo pliegue.



Figura 29. Anticlinal volcado (3) Vista hacia el Oeste

4. Topográficamente abajo y al sur de los Conglomerados del Campo del Colorado, se reconoce un anticlinal (Figura 30) con eje de rumbo NS buzando hacia el norte, su flanco oeste tiene una inclinación variable entre 43° y 63° al oeste, y su flanco este está prácticamente vertical, con cerca de 80° hacia el oeste. Afecta niveles de brechas conglomerádicas con clastos volcánicos subangulosos de tamaño variable entre 0,5 a 4 cm. de diámetro, intercalada con arenisca gruesa, en el flanco oriental en la parte más externa se alcanzan a observar niveles finos de lutita, finamente estratificados.



Figura 30. Anticlinal (4) del Colorado, ubicado bajo los conglomerados del Campo del Colorado. Vista hacia el Nor-Oeste.

5. En la ladera NW del estero del Colorado se puede apreciar a distancia la serie completa de la Formación Abanico con una inclinación hacia el NW de 14° , correspondiente al flanco oriental de un amplio sinclinal cuyo flanco occidental tiene un manto aproximado de 26° al este.

4.2.3. Discordancias

Para la zona entre los valles de los ríos Tinguiririca y Teno se reconocen al menos dos discordancias:

1. Discordancia entre las unidades finas del miembro lacustre de la Formación Abanico y los Conglomerados del Campo del Colorado (Figura 15).
2. Discordancia que separa los niveles conglomerádicos del Campo del Colorado y las lavas de Alto del Padre en el sector oriental, y que separa a los niveles volcánicos de la Formación Abanico de las lavas del Sordo Lucas en el sector Occidental (Figura 7).

5. SISMOLOGÍA

Un sismo corresponde a la liberación repentina de energía acumulada y que se propagan en el interior de la Tierra a través de ondas sísmicas, éstas son esencialmente deformaciones elásticas que al propagarse revelan la estructura interna. Se clasifican en dos tipos principales las ondas primarias o P y las ondas secundarias o S.

Las ondas P viajan a gran velocidad en el interior de la Tierra y son las primeras en alcanzar la superficie, se transmiten a lo largo de material sólido y líquido, y la deformación viaja en el mismo sentido de la propagación de la onda. En las ondas S la dirección de deformación es perpendicular a la dirección de propagación de la onda e involucra cizallamiento de la roca que la transmite, ésta onda sólo se transmite a través de los sólidos.

A partir del punto en que se inicia el sismo, denominado hipocentro o foco, y en todas direcciones las propiedades mecánicas de las rocas, como la incompresibilidad, rigidez y densidad, así como su disposición en el espacio juegan un rol en la velocidad y forma con las que viajan las ondas.

En la aproximación de un medio isótropo y homogéneo, la relación entre la velocidad de las ondas sísmicas y las propiedades elásticas del material a través del cual se propagan está dada por la siguiente fórmula:

$$V_p = \sqrt{\frac{K_s + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Ambas dependen de la rigidez (μ) y de la densidad (ρ), y V_p también depende de la incompresibilidad K_s

$$\text{En un fluido } \mu = 0, V_p = \sqrt{\frac{K_s}{\rho}} \quad \text{y } V_s = 0$$

El ambiente tectónico de Chile Central está caracterizado por la convergencia de las placas de Nazca y la Sudamericana, los terremotos de fallamiento inverso de bajo ángulo son comunes a lo largo del contacto interplaca y son los sismos de mayor magnitud y daño del país.

A pesar de que la mayor parte de la actividad tectónica ocurre a lo largo de los bordes de placa, algunas también ocurren al interior de las placas. El mejoramiento en los últimos años en la cantidad y desarrollo de redes temporales ha permitido detectar una intensa actividad sísmica en la corteza continental bajo el arco magmático.

El sismo del 28 de Agosto del 2004 constituye uno de los sismos corticales en la Cordillera Principal de Chile de mayor magnitud registrado en los últimos años, donde tanto la localización del sismo principal, como la de las réplicas asociadas se encuentran en las proximidades del sistema de falla El Fierro.

El análisis de los datos registrados pueden reflejar la deformación sufrida por la corteza, con los hipocentros más precisos a través de la relocalización se puede discutir la geometría actual de las estructuras bajo el orógeno, su asociación con estructuras observadas en superficie que antiguamente habrían participado en la construcción de la Cordillera y que podría estar asociado a la cinemática de la Cordillera Principal en el presente (Farías et al., 2006).

A continuación se presenta la información recopilada asociada a este sismo y sus réplicas, y se muestra el análisis de los registros realizado.

5.1. Sismo del 28 de Agosto del 2004

El sismo del 28 de Agosto del año 2004 tuvo epicentro ubicado en las cercanías del sistema de falla El Fierro (Figura 31), con magnitud $M_w = 6.7$, generó daño moderado en la región alcanzando un máximo de intensidad de VI MM (Comte et al., 2008).

La ubicación del hipocentro re-localizado es $34,93^\circ$ S, $70,56^\circ$ W y 4.7 Km. de profundidad.

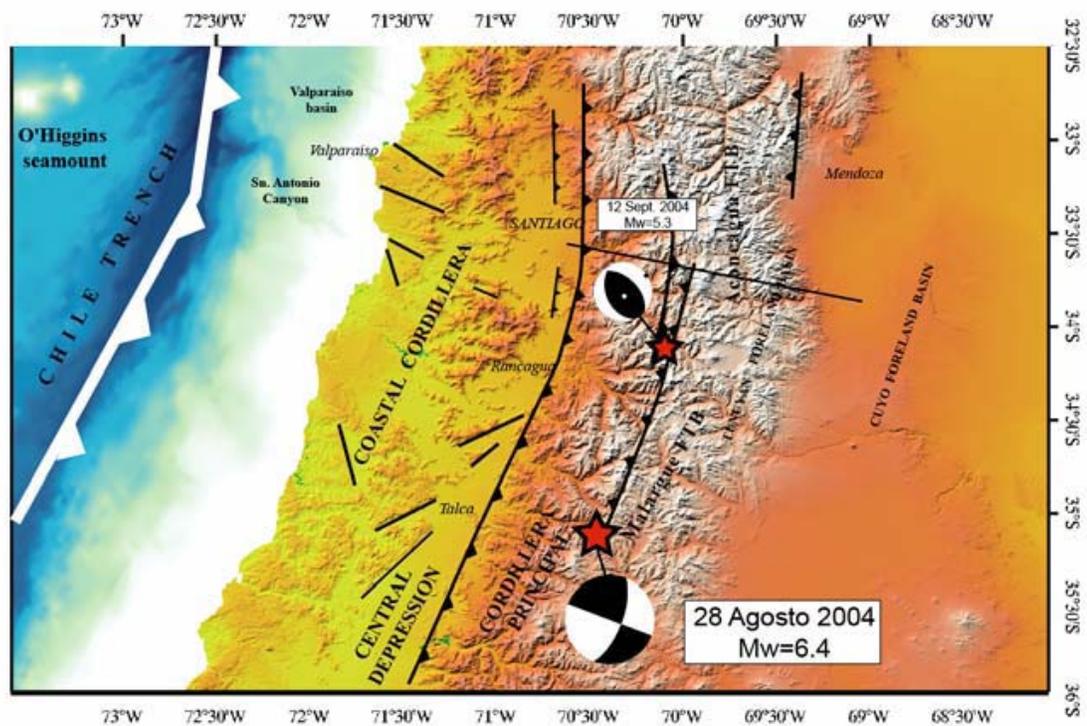


Figura 31. Ubicación del epicentro y mecanismo focal del sismo del sismo El Fierro. Extraído de Charrier et al. (2004).

El mecanismo focal de este sismo entregado por el catálogo global CMT-Harvard, determina planos de falla asociado de rumbo 21, manteo 61 y desplazamiento -178 y rumbo 290, manteo 88 y desplazamiento -29, indicando una ruptura combinada de rumbo dextral, manteo al este y con una orientación NNE, características similares las estructuras mayores en la región de estudio.

La ruptura se propagó hacia el Norte desde el sector de Termas del Flaco hasta el valle del río Maipú donde ocurrió el sismo del 12 de Septiembre 2004 ($M_w = 5.6$) con mecanismo focal inverso y orientación NW-SE, equivalente a algunas estructuras en esa zona (Farías et al., 2006).

5.2. Modelo de velocidades

Se determinó un modelo 3D de velocidades de ondas sísmicas (V_p y V_s) a través de una inversión conjunta de las velocidades de ondas de cuerpo y los hipocentros seleccionados; con el modelo final obtenido se pudieron relocalizar los sismos superficiales de la zona. La base de datos utilizada corresponde al registro sísmico obtenido por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile desde 1980, el cual consta de casi 30.000 eventos, además se utilizaron datos provenientes de redes sismológicas temporales asociadas a las réplicas del sismo del 28 de Agosto de 2004, y los datos obtenidos durante la instalación de una red temporal entre los meses de Enero a Abril de 2007 entre los volcanes Planchón-Peteroa y Tinguiririca (proyecto ACT18). Los tiempos de arribo de las ondas P y S se utilizaron para localizar preliminarmente los hipocentros el programa HYPOINVERSE (Klein, 1978), utilizando un modelo 1D de velocidades basado en Thierer et al. (2005), con este procedimiento se determinó la localización hipocentral y el tiempo origen de cada evento. Luego con el programa SPHYFIT/SPHREL3D90 (Roecker et al., 1993), se utilizaron los hipocentros preliminares para determinar un modelo 3D de velocidades de ondas P y S, así como el modelo 3D de velocidades y los hipocentros es un proceso iterativo, este proceso continua hasta que los residuos entre una iteración y otra sean mínimos ($< 2\%$ de variación). A partir del último modelo generado, finalmente, se obtienen los hipocentros relocalizados.

5.3. Réplicas del sismo El Fierro.

El sismo El Fierro el 28 de Agosto del 2004 fue seguido por una serie de réplicas, las cuales fueron monitoreadas por las distintas redes sismológicas antes mencionadas. Los sismos se localizaron en las cercanías del sismo principal, concentrados entre los ríos Tinguiririca y Teno, próximo a la frontera con Argentina, al oeste de la falla El Fierro, bajo depósitos de la Formación Abanico.

La distribución epicentral de los sismos (Figura 32) se concentra en un área aproximada de 382 Km^2 , sin alinearse en ninguna dirección en particular.

Debido a que no es clara la orientación principal que presentan los sismos es difícil determinar un perfil representativo para observar la distribución en profundidad, por lo que fue necesario realizar un análisis previo de la deformación en distintas direcciones para poder determinar una orientación principal aproximada.

En un análisis realizado de las réplicas con una serie de secciones verticales cada 4 km., con variación cada 5 grados en azimut de las trazas y con una proyección de los datos 2 km., se cubrió toda el área de mayor concentración, de aquí se pudo inferir que la deformación asociada se concentra principalmente en torno a una dirección NNE paralela a las estructuras principales observadas en superficie.

Se realizan secciones verticales con una orientación $N110^\circ E$, perpendicular al lineamiento definido en planta, se puede observar que los sismos se distribuyen ocupando un ancho de poco más de 6 km y alcanzan los 9 km de profundidad.

La distribución en profundidad de los sismos no se agrupa en torno a un lineamiento principal (Figura 33).

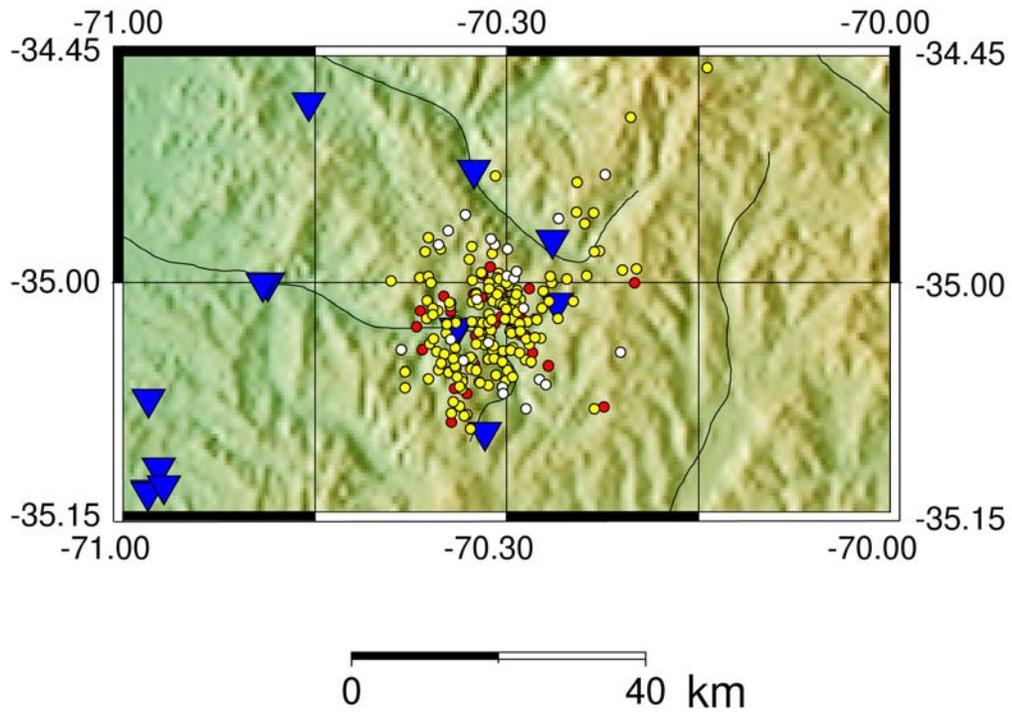


Figura 32. Distribución epicentral de las réplicas del sismo del 28 de Agosto del 2004 ($M_w = 6.5$). Los triángulos representan las estaciones sismológicas, los círculos de color blanco representan profundidades entre 0 y 5 km, los de color amarillo entre 5 y 10 km y los de color rojo representan profundidades entre 10 y 15 km.

Si se considera que los sismos están asociados a una sola estructura es posible calcular el desplazamiento promedio de la falla asociada al sismo, en este caso se podría definir una estructura de orientación N20°E y manteo al oeste, coherente con uno de los planos propuestos por el catálogo global CMT – Harvard. Esta estructura tendría un largo en superficie de aproximadamente 18 km y un largo en profundidad de aproximadamente 11km. Se tiene así un área de ruptura de 198 km².

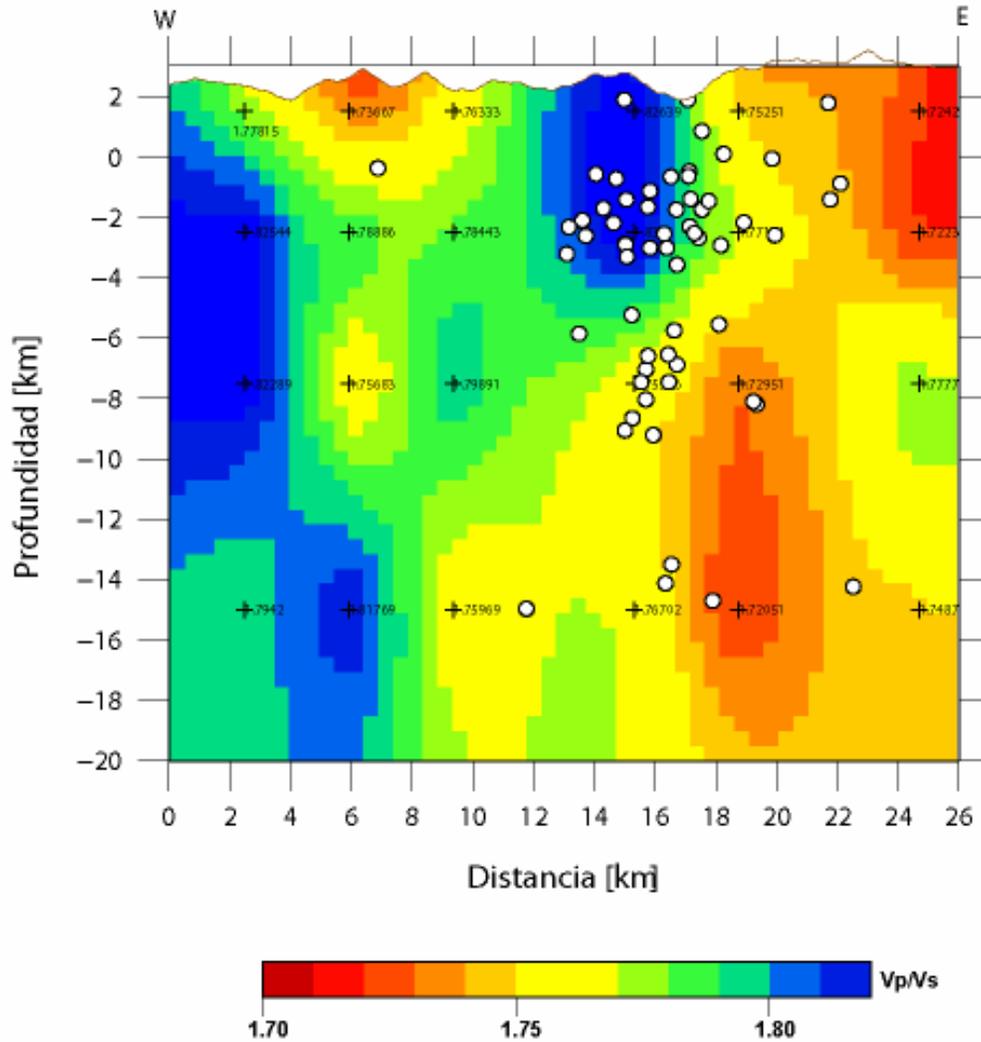


Figura 33. Sección vertical (N110°E) de la distribución de los sismos asociados al evento de El Fierro, ocurrido el 28 de Agosto del 2004.

Del catálogo global CMT-Harvard se obtiene el valor del momento escalar $M_0 = 7.18 \times 10^{25}$ [dinas*cm], utilizando la siguiente fórmula:

$$\langle d \rangle = \frac{M_0}{\mu A}$$

Donde el módulo de rigidez $\mu = 3 \times 10^{11}$ [$\frac{gr}{s^2 cm}$]

y A es el área de ruptura se determina un desplazamiento promedio de la falla de 121 cm, el cual difiere en demasía con el valor esperado en un orden de magnitud.

6. DISCUSIÓN

La región de estudio presenta características muy interesantes que sugieren un importante control estructural. En primer lugar, se observa una sismicidad superficial concentrada en las proximidades de uno de los sistemas de fallas más relevantes en el sector cordillerano, el sistema de fallas El Fierro, de orientación local NNE. Una actividad volcánica y afloramientos hidrotermales alineados sobre este sistema de falla, y una intensa deformación inmediatamente al oeste de la traza de la falla principal de este sistema de fallas, revelada por rocas cenozoicas. El estudio de algunos de estos aspectos, realizado en el presente estudio no estuvo exento de dificultades y deja aún abierta la discusión en torno a la relación que existe entre el arreglo de las estructuras en superficie y sub-superficie a los 35°S.

Las condiciones de acceso hacia algunos sectores presentan una alta dificultad durante gran parte del año debido a las malas condiciones climáticas de la alta cordillera, incluso en meses de buen tiempo los lugares con pendientes escarpadas impiden el acercamiento a afloramientos de roca, su visibilidad además está limitada por la gran cantidad de material no consolidado (morrenas y coluvios) que la cubre. Esto obstaculiza el análisis estructural de la zona, especialmente en la continuidad de estructuras y niveles, necesario en la construcción y entendimiento del arreglo espacial de los estratos.

A lo largo de toda la región de estudio afloran principalmente rocas cenozoicas pertenecientes a la Formación Abanico, a la secuencia volcánica y a la secuencia sedimentaria, sus estratos son fácilmente correlacionables. El miembro lacustre descrito en el sector de Campo del Colorado se puede correlacionar con la porción superior del miembro sedimentario de la Secuencia Oriental definida por Zapatta (1995) en el valle del río Tinguiririca, y las unidades volcánicas que se presentan en esta zona se pueden correlacionar con la Unidad 4 definida por Piquer (2005) que a la vez corresponde a la Secuencia Occidental definida por Zapatta (1995). Además se correlacionan capas del

miembro lacustre observadas en el extremo oriental de la zona de estudio con capas finas observadas en el lado oeste de la zona de estudio.

El miembro más joven de la Formación Abanico encontrado en el área de estudio corresponde a una secuencia de rocas sedimentarias continentales que presenta un cambio gradual de conglomerados a caliza, lo que refleja una disminución gradual de la energía de transporte de los granos hacia los niveles superiores, evidenciando un ambiente fluvio - lacustre en una cuenca en subsidencia al momento de depositarse. Esta cuenca habría estado probablemente favorecida por movimientos de la Falla El Fierro en un periodo de régimen extensivo, movimientos que estuvieron involucrados en procesos que abarcaron un área de mucho mayor tamaño donde se estaba depositando la gran cuenca de Abanico.

Las rocas presentes en el área de estudio evidencian una intensa deformación, ésta se concentra especialmente en las rocas pertenecientes a la secuencia sedimentaria de la Formación Abanico, que además se ubica próxima a la traza de la falla El Fierro. En esta zona los estratos manifiestan cambios en el rumbo, forman pliegues muy apretados y son cortados por fallas menores. La explicación a un resultado así es probablemente una combinación de varias razones. En primer lugar, la ubicación de estas rocas se sitúa en lo que habría sido el borde de la cuenca de Abanico (Charrier et al., 1996, 2002), que durante su inversión debe haber concentrado gran parte de la deformación (e.g. Farías et al., sometido a *Tectonics*), a diferencia de las zonas alejadas de los bordes donde la deformación es muy baja. Por otro lado se tienen diferencias en los tipos de litología, factor importante en el comportamiento de las rocas al ser sometidas a esfuerzos, los cuales coinciden con los dos dominios principales de deformación observados en terreno.

La deformación que muestran las rocas de la región de estudio revelan un régimen, compresivo dominante de vergencia al Este, acomodado por las estructuras observadas en superficie de orientación NS a NNE. La deformación en esta zona habría cesado

luego de la depositación de los conglomerados del Campo del Colorado, pues estos se presentan en estratos prácticamente horizontales.

En el cajón del Burro, límite entre los principales dominios estructurales observados en la zona de estudio, se presenta una zona de material disgregado, considerada como la zona de falla El Baule. Sin embargo, otras alternativas podrían explicar la morfología de esta zona: se podría tratar del núcleo de un anticlinal donde usualmente se puede presentar un intenso fracturamiento y cizallamiento de la roca, también se podría tratar de una gran remoción de material, producto de una falla superficial. Lamentablemente no se cuenta con pruebas suficientes que apoyen una u otra alternativa, pero debido al ambiente geológico de esta zona particular, en un antiguo borde de cuenca, con una alta sismicidad en comparación con otras zonas de la Cordillera y a la actividad magmática e hidrotermal asociado al sistema de falla El Fierro, se prefiere la opción de que se trataría de una falla cuya traza está cubierta, y que ésta probablemente corresponda a la falla propuesta por Zapatta (1995), dando lugar a una falla de gran extensión en la zona.

Debido a la gran cantidad de incógnitas encontradas para la construcción de un perfil geológico en base a los datos superficiales de esta zona, se pueden inferir diversas soluciones para un modelo que permita integrar la información de manera coherente. Una de las mayores dificultades tiene relación con la continuidad de las estructuras observadas en los distintos afloramientos que demuestran en una superficie pequeña altas variaciones, por lo que las interpretaciones dadas para los espacios carentes de información pueden resultar demasiado sencillas a la complejidad que realmente existe.

Los datos sísmológicos en otras ocasiones han permitido determinar la geometría de fallas activas actualmente bajo superficie con bastante claridad; Sin embargo, en este caso no muestran una alineación clara en torno a una estructura simple. La distribución de los epicentros de los sismos se presenta inmediatamente bajo la zona de mayor deformación en el pasado (Figura 34), bajo rocas de la secuencia sedimentaria. En esta zona también se observa un alto valor V_p/V_s , el cual estaría revelando una zona de rocas altamente fracturadas y con probable circulación de fluidos, lo cual es bastante factible

en esta zona por encontrarse próxima a una fuente hidrotermal asociada probablemente a los volcanes de la zona.

Probablemente una de las razones por las cuales se obtuvo un valor tan anómalo para el cálculo del desplazamiento promedio de la ruptura provocada por el sismo, es que este corresponde precisamente a un sistema de fallas y no a una estructura simple por lo que el área de ruptura es menor ya que la ruptura se distribuye. Por otro lado la fórmula aplicada probablemente responde a condiciones ideales que que este caso no se cumplen y por lo tanto no es aplicable para estas condiciones.

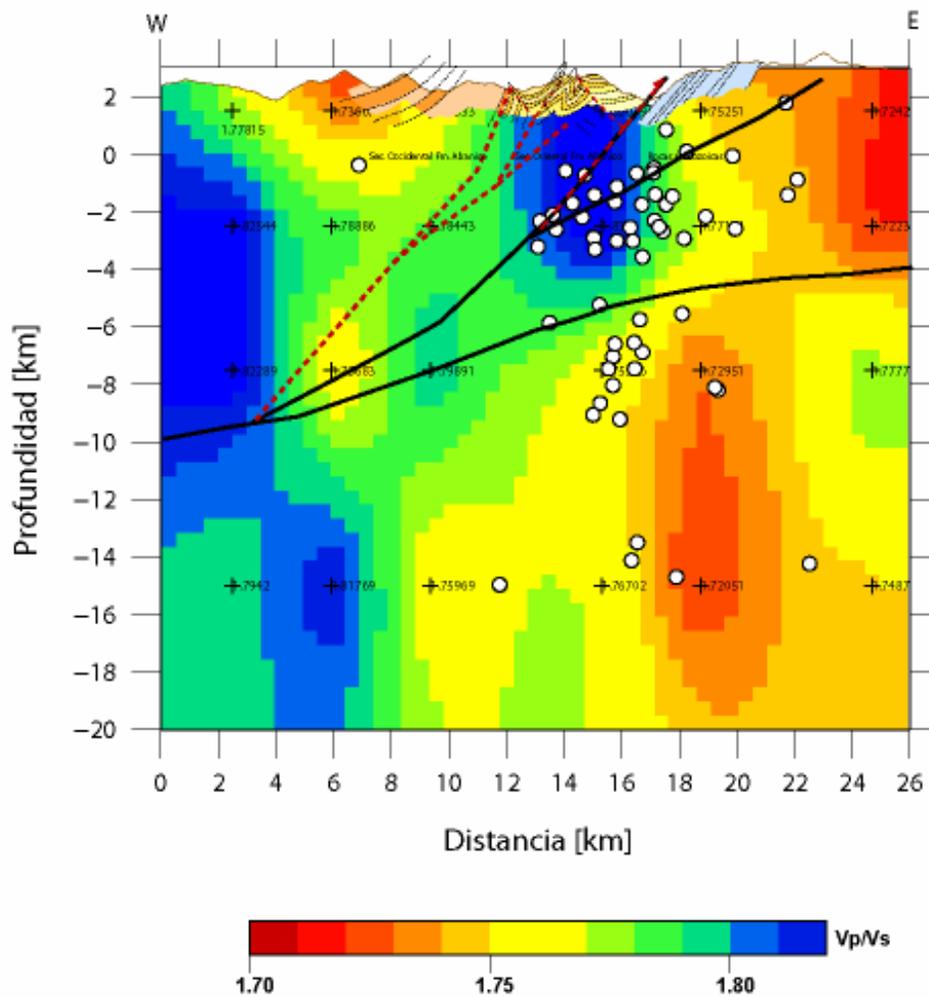


Figura 34. Perfil geológico y sísmico integrado.

La integración de los datos geológicos y geofísicos provee una mejor visualización de un modelo estructural, en la proyección en profundidad las estructuras inferidas a partir de la información geológica disponible en superficie, se obtiene en algunos casos una buena correlación con los datos sismológicos y en otros casos la información sigue siendo insuficiente (Figura 34).

En este caso se puede observar una zona de debilidad con un ancho aproximado de 5 km, en el presente la sismicidad se concentra prácticamente en esta misma, confirmando que se trata de una zona de debilidad amplia correspondiente al sistema de falla El Fierro.

7. CONCLUSIONES

En la zona de estudio afloran rocas de la Formación Abanico, las cuales presentan niveles volcánicos poco deformados y niveles sedimentarios afectados por una intensa y compleja deformación. Rocas sedimentarias más jóvenes prácticamente sin deformación sobreyacen en discordancia a estas rocas, y a su vez, son cubiertas por depósitos volcánicos del Pleistoceno.

En la región de estudio, se reconoce una intensa sismicidad cortical reciente, localizada al oeste de la falla El Fierro, concentrada entre los ríos Tinguiririca y Teno, la cual alcanza los 10 km de profundidad y abarca un área de casi 382 km². Esta sismicidad abarcando casi 6 km de ancho y está asociada al sistema de falla El Fierro.

Las rocas ubicadas al oeste del sistema de falla El Fierro, forman parte de una región que ha sido una zona de deformación desde hace mucho tiempo, participó como una zona de borde de la cuenca de Abanico y fue intensamente deformada durante la compresión en el Mioceno inferior. En la actualidad registra el sismo cortical de mayor magnitud de los últimos 50 años en los Andes Chilenos, muestra una alineación con volcanes activos y aguas hidrotermales, todo lo que nos indica que hoy en día esta zona asociada a la falla El Fierro corresponde a una zona de debilidad actual en la cual la corteza superior está acomodando su deformación.

REFERENCIAS

ARCOS, R., 1987. Geología del Cuadrángulo Termas del Flaco, provincia de Colchagua, VI Región, Chile, Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

ARCOS, R., CHARRIER, R., MUNIZAGA, F., 1988. Volcanitas cuaternarias en la hoya superior del río Tinguiririca (34° 40' LS – 70°21' LW): Características geológicas antecedentes geoquímicos y geocronológicos. Actas Congreso Geológico Chileno, N°5, vol 3, p. 1245 – 1260. Santiago.

BIRO – BAGOCZKY, L., 1984. New contributions to the Paleontology and Stratigraphy of some Tortonian – Neocomian outcrops, in the Chilean Part of the Andean Range between 33°45' and 35° Lat. S. Dept. Geociencias, Universidad Concepción, Chile. I.G.C.P. Project 171. Circum – Pacific Jurassic Report N°2, Special paper N°3

BRÜGGEN, J., 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 379 p.

BURCKHARDT, C., 1900. Profils Transversaux de la Cordillere Argentino-Chilienne (Strat. et Tect.): An. Mus., Geol. Min.; Geol. Min.; II, p. 1-36.

CASAMIQUELA, R.M.; FASOLA, A., 1968. Sobre pisadas de Dinosaurios del Cretácico Inferior de Colchagua (Chile). Departamento Geología, Universidad de Chile (Santiago). Publ. 30, p. 1-24.

CHARRIER, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes en Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática, *Comunicaciones*, 26, 1-47.

CHARRIER, R., 1981a. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Central Argentinian-Chilean Andes (32°-35° S) and chronology of their tectonic evolution. *Zentralblatt Geologie Palaont.*, Parte I, N°3/4, p. 344-355

CHARRIER R., 1985. Estratigrafía y evolución tectónica y significado de las discordancias de los Andes Chilenos entre 32° y 36° S, durante el Mesozoico y Cenozoico. In *Geología y Recursos Minerales de Chile*. J. Frutos, R. Oyarzún y M. Pincheira, Editores Editorial de la Universidad de Concepción, p. 102 – 128. Concepción, Chile.

CHARRIER, R., WEYSS, A., NORELL, M., FLYNN, J., NOVACEK, M., MCKENNA, M., SWISHER III, C., FRASSINETTI, D., SALINAS, P., 1990. Hallazgo de mamíferos fósiles en el terciario Inferior en el sector de Termas del Flaco, Cordillera

Principal, Chile Central: Implicaciones paleontológicas, estratigráficas y tectónicas. Segundo Simposio sobre el Terciario de Chile Central, p. 73-84. Concepción.

CHARRIER, R., WYSS, A., FLYNN, J., SWISHER III, C., SPICHER, S., ZAPATTA, F., 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las formaciones Coya-Machalí y Abanico, entre los 33°50'S y 35°, Cordillera Principal Chilena. Actas Congreso Geológico Chileno, N° 7, Vol. 2, p. 233-242.

CHARRIER, R., A. R. WYSS, J. J. FLYNN, C. C. SWISHER III, M. A. NORELL, F. ZAPATTA, M. C. MCKENNA, AND M. J. NOVACEK, 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°s), central Chile, *Journal of South American Earth Science*, 9(5-6), 393-422.

CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J.J., GANS, P., KAY, S.M., MUÑOZ, N., WYSS, A.R., ZURITA, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slabsegment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Science* 15, 117-139.

CHARRIER, R., FARÍAS, M., COMTE, D., PARDO, M., 2004. Active tectonics in the southern Central Andes, a Recent example: the 28 August 2004 shallow Mw=6.5 earthquake. *Eos. Trans. AGU*, 85 (47), Fall Meeting Suppl. Abstract S43C-1015.

CHARRIER, R., M. BUSTAMANTE, D. COMTE, S. ELGUETA, J. J. FLYNN, N. ITURRA, N. MUÑOZ, M. PARDO, R. THIELE, AND A. R. WYSS, 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift, *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236(1-2), 43-77.

CHARRIER, R.; PINTO, L.; RODRÍGUEZ, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, in *Geological Society Special Publication: The Andes of Chile*, edited, pp. 21-114.

COMTE, D.; FARÍAS, M.; CHARRIER, R.; GONZÁLEZ, A., 2008. Active Tectonics in the Central Chilean Andes: 3D Tomography Based on the Aftershock Secuence of the 28 August 2004 Shallow Cristal Earthquake. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice)

COVACEVICH, V.; VARELA, J.; VERGARA, M., 1976. Estratigrafía y Sedimentación de la Formación Baños del Flaco al sur del Río Tinguiririca, Cordillera de los Andes. Provincia de Curico, Chile. Actas I Congreso Geológico Chileno, p. 191 – 211. Santiago.

DAVIDSON, J., 1971. Geología del área de las Nacientes del Teno, Provincia de Curico, Chile. Memoria de Titulo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 160 p. Santiago.

DAVIDSON, J., VICENTE, C., 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las Nacientes del Teno (Chile) y Santa Helena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35°15' de Latitud Sur). *Actas Congreso Geológico Argentino*, N° 5, Vol. 5, p. 11-55, Bs. Aires.

DRAKE, R., CHARRIER, R., THIELE, R., MUNIZAGA, F., PADILLA, H. & VERGARA, M. 1982a. Distribución y edades K-Ar de volcanitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32° y 36° L. S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. *Proceedings 3rd Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 1, D42-D78.

DRAKE, R. E., VERGARA, M., MUNIZAGA, F. & VICENTE, J. C. 1982b. Geochronology of Mesozoic–Cenozoic magmatism in central Chile, Lat 31°–36°S. *Earth Science Reviews*, 18, 353–363.

DOMEYKO, I., 1862. Excursión a las cordilleras de San Fernando, hecha en febrero de 1861. *An. Universidad de Chile*, p.22-42

FARÍAS, M.; COMTE, D.; CHARRIER, R., 2006. Sismicidad superficial en Chile Central: Implicancias para el estado cortical y crecimiento de los Andes Centrales Australes. XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.

FARÍAS, M., COMTE, D., CHARRIER R., MARTINOD, J., TASSARA, A., FOCK, A., 2007. Crustal-scale structural architecture of the Central Chile Andes based on 3D seismic velocity fields, seismicity, and surface geology: Implications for mountain building in subduction zones, Sometido a *Tectonics*

FARÍAS, M, 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis (Doctor en Ciencias, Mención Geología). Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago

FARIAS, M., CHARRIER, R., CARRETIER, S., MARTINOD, J., FOCK, A., CAMPBELL, D., CACERES, J., COMTE, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33° - 35°), *Tectonics*, vol 27, TC1005, doi: 10.1029/2006TC002046.

FLYNN, J. J. & SWISHER III, C. C. 1995. Chronology of the Cenozoic South American Land Mammal Ages. In: BERGGREN, W. A., KENT, D. V. & HARDENBOL, J. (eds) *Geochronology, Time-Scales, and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 54, 317–333.

FLYNN, J.J., WYSS, A.R., CROFT, D.A. AND CHARRIER, R., 2003. The Tinguiririca Fauna, Chile: Biochronology, biogeography, paleoecology, and a new South American Land Mammal “Age”. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 195, p. 229-259.

FOCK, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. Memoria (Magíster en Ciencias, Mención Geología), Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.

FOCK, A., R. CHARRIER, M. FARIÁS, AND M. A. MUÑOZ (2006), Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico, *Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial*, 6, 48-55.

GIAMBIAGI, L.; RAMOS, V.; GODOY, E.; ALVAREZ, P.; ORTS, S., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, 22 (4), 1041, doi: 10.1029/2001TC001354.

GODOY, E., PALMA, W., 1990. El corrimiento El Fierro y su propagación como plegamiento en el alto río Maipú, Andes de Chile. In segundo Simposio sobre el Terciario de Chile. p. 97 – 104. Concepción

GODOY, E., 1991. El corrimiento El Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el río Cachapoal, Chile Central. 6° Congreso Geológico Chileno, N° 7, Vol. 2, p. 1344 – 1348.

GODOY, E., LARA, L., BURMESTER, R., 1994. El "Lahar" Cuaternario Colón-Coya: Una avalancha de Detritos Pliocena. VII Congreso Geológico Chileno, Actas V.1, p.305-309

GODOY, E.; YAÑEZ, G.; VERA, E., 1999. Inversion o fan Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed miocene magmatic arc in the Chilean central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, vol. 306, n° 24, p. 121.

GONZÁLEZ, O., VERGARA, M., 1962. Reconocimiento Geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° Latitud Sur. Publicaciones, N° 24, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 121 p., Santiago.

GONZÁLEZ, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del río Volcán. *Revista Minerales* N° 81, p. 20 – 54.

HALLAM, A., BIRÓ-BAGÓCZKYL, L., PÉREZ, E., 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian – Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and paleogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, Vol. 123, N° 4, p.425-435.

JORDAN, T.E., BURNS, W.M., VEIGA, R., PÁNGARO, F., COPELAND, P., KELLEY, S., MPODOZIS, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, Vol. 20, p. 308-324.

KLEIN, F.W., 1978. Hypocenter location program HYPOINVERSE. U.S. Geol. Surv., Open-File Rep. 78-694.

KLOHN, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín n°8, p. 95

LAVENU, A., CEMBRANO, J., 1999. Compresional- and transpresional- stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arczones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21, p. 1669-1691.

MALBRAN, F., 1986. Geología del Cuadrángulo Río Clarillo y de la parte norte del Cuadrángulo Sierras de Bellavista, hoya del río Tinguiririca. Memoria. Departamento de Geología, Universidad de Chile, p.221

MPODOZIS, C., AND V. A. RAMOS, 1989. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, in *Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources*, edited by G. E. Ericksen, et al., pp. 59-90.

MPODOZIS, C., S. M. KAY (1990), Provincias Magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31 S), *Revista Geológica de Chile*, 17(2), 153-180.

Piquer, J., 2004. Ambiente geológico del prospecto Infiernillo, cordillera de Curicó, VII Región, Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

PARDO-CASAS, F., MOLNAR, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, N° 3, p. 233-284.

PARDO, M., COMTE, D., MOFRET, T., 2002. Seimotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Science*, (15), p. 11-22.

PIQUER, J., 2005. Ambiente geológico del prospecto Infiernillo, Cordillera de Curicó, VII Región. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. p. 100.

RAMOS, V. A. ,1994. Terrains of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S), in *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*, edited by K. J. Reutter, et al., pp. 249-261, Springer Verlag, Berlin.

RAULD, R.A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 57 p.

ROECKER, S.W., SABITOVA, T., VINNIK, L.P., BURMAKOV, Y.A., GOLVANOV, M.I., MAMATKANOVA, R., MUNIROVA, L., 1993. Three-dimensional elastic wave velocity of the western and central Tien Shan, *Journal of Geophysical Research*, 98, 14779-15795.

RUTLAND, R. W. R. (1971), Andean Orogeny and Ocean Floor Spreading, *Nature*, 233(5317), 252-255.

SOMOZA, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region, *Journal of South American Earth Science*, 11(3), 211-215.

STERN, C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, N° 2, pag 161-206

THIELE, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21p.

THIERER, P.O., FLÜH, E.R., KOPP, H., TILMANN, F., COMTE, D., CONTRERAS, S., 2005. Local earthquake monitoring offshore Valparaiso, Chile. *Neues Jahrb. Geol. P-A.*, 236, 173-183.

THOMAS, H., 1958. Geología de la cordillera de la costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga. *Boletín N° 2*, Instituto de Investigaciones Geológicas, 86 p.

UYEDA, S., AND H. KANAMORI (1979), Back-arc opening and the mode of subduction, *Journal of Geophysical Research*, 84, 1049-1062.

WYSS, A.; NORELL, M.; FLYNN, J.; NOVACEK, M.; CHARRIER, R.; MCKENNA, M.; SWISHER, C., FRASSINETTI, D.; SALINAS, P.; MENG, J., 1990. A new early Tertiary mammal fauna from Central Chile: implications for Andean stratigraphy and tectonics. *Journal of Vertebrate Paleontology*, vol 10, n° 4, p. 518 – 522.

ZAPATTA, F., 1995. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructura del área de Termas del Flaco, valle del río Tinguiririca, VI Región, Chile. *Memoria de Título*, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. p. 122.