



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

**DESARROLLO DE LAS SUPERFICIES ELEVADAS DE BAJO
RELIEVE Y SU RELACIÓN CON EL ALZAMIENTO ANDINO,
ENTRE LOS 33°30'S Y 34°30'S**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MANUEL IGNACIO MUÑOZ CORDERO

PROFESOR GUÍA
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
SEBASTIEN CARRETIER
MARCELO FARIAS THIERS

SANTIAGO-CHILE
OCTUBRE 2008

RESUMEN

Estudios morfoestructurales recientes han puesto en evidencia la existencia de una serie de superficies elevadas en ambos flancos de la Cordillera de la Costa y en el flanco occidental de la Cordillera Principal de Chile central.

Mediante el uso de imágenes satelitales se reconocen doce superficies de erosión de bajo relieve, elevadas, con alturas que van desde los 750-850 m.s.n.m. a los 4150-4300 m.s.n.m. entre los 33°30'S y 34°30'S.

Estas poseen una amplia distribución dentro la zona de estudio. Se reconocen en la Cordillera Principal sobre rocas intrusivas, sedimentarias y volcano-sedimentarias de edad Mesozoica. Las superficies que se reconocen en la Cordillera Principal se desarrollan sobre rocas de la Formación Abanico, Farellones, intrusivos Cenozoicos y rocas sedimentarias Mesozoicas en su parte oriental. Por último, las que se reconocen en la Depresión Central se desarrollan tanto sobre rocas Mesozoicas y rocas Cenozoicas (intrusivas, sedimentarias, volcano-sedimentarias). Se reconocen superficies sobre rocas intrusivas como sobre rocas sedimentarias. Las superficies son dislocadas y limitadas por fallas, sobre todo aquellas ubicadas en la CP.

La correlación de las doce superficies descritas se basó en la elevación que posee cada superficie. Esto resultó en un total de cinco peneplanicies relictas. Estas representarían cinco pulsos de alzamiento general de superficie, alzadas diferencialmente en bloques.

La edad de las peneplanicies reconocidas en la CP está acotada una edad máxima de 9,8 Ma (edad del Plutón San Gabriel) y una edad mínima de 4 Ma ($3.85 \pm 0,18$ Ma, edad de un pórfido ubicado en la mina de El Teniente, y $4,2 \pm 0,3$ Ma edad de unas lavas ubicadas al sur del área de estudio). La edad mínima de las peneplanicies en la Cordillera de la Costa está acotada por la edad Pleistocena de las terrazas marinas (la peneplanicie más baja es mas antigua que las terrazas). Y por una edad de exhumación de 40 Ma tomada del Alto del Cantillana, para la superficie más alta, siendo necesaria nuevas edades para constreñir la edad de formación de las peneplanicies.

El modelo explica la existencia de cinco peneplanicies relictas y explica el basculamiento al oeste que exhiben algunas superficies, y a mayor escala, el basculamiento que exhibe el orógeno.

AGRADECIMIENTOS

Comienzo agradeciendo a los que estuvieron ahí desde el día uno. A mis padres (y a mi mamita) por su confianza, por enseñarme que la base del éxito es el trabajo y la constancia.

Agradezco a aquellos que depositaron su confianza en mi persona para realizar esta memoria. A Reynaldo Charrier, profesor *guía*, al igual que Marcelo Farías (Patilo), profesor *guía* integrante y a Sebastien Carretier profesor *co-guía*, por las horas dedicadas a fortalecer mi conocimiento sobre las *superficies planas*. Al Proyecto Anillo ACT-18, por financiar mi memoria y permitirme integrar un buen grupo humano.

A los amigos y amigas de *por aquí* y de *por allá*, por haber compartido más que un simple *hola*. Comienzo y espero que estén todos (si no me disculpan y lo arreglamos otro día): a la *oficina*, por que oficina que pide prorroga y entrega unida, permanece unida. A l@s *geoamig@s* (desde Geo General, Furia de Plutón, pasando por los distintos ramos dentro de la carrera, llegando a aquellos que he sido profesor auxi-ayudante y hasta *colao*), por pasar tan buenos momentos, aprendiendo o enseñando las vicisitudes de la vida (*de la roca*), ya sea en terreno o en *gabinete*. A l@s *amig@s* de Bachi, quienes siempre supimos que *era nuestra mejor opción*, por compartir tardes y tardes en los pastos de Gomez Millas. A los *cabros del 4to B*, por la amistad y por los buenos momentos (y también por el continuo *basureo* existente). A la María Rosa, Cristi, Manuel (*pato estrella*), Don Carlos, Quilo, Glorita, Rosita, Juanito, Alida, Vero y por supuesto a Pancho Hervé, por darme el impulso necesario para estudiar Geología.

A mis dos grandes amigos Victor Francisco (*Piru*) y Juan Pablo por estar siempre cuando se les necesita y por salir a dar vueltas cuando se debe. A mi hermano Andrés y su familia. A mis *vecinos* en la casa.

A la Caro (*Cachetolina*) por estar ahí, en el momento preciso.

A la Geología y La Tierra, por permitirme hacer ciencia (*que aboga por la no violencia...*)

Muchas gracias a todos...

*“El Pasado es Historia,
el Futuro es Incierto,
pero solo el Hoy es un obsequio,
por eso le llamamos Presente”*

Proverbio Chino

TABLA DE CONTENIDOS

RESUMEN.....	2
AGRADECIMIENTOS	3
CAPITULO I INTRODUCCIÓN.....	11
FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	11
OBJETIVOS.....	12
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	12
HIPÓTESIS	12
ÁREA DE ESTUDIO	13
MORFOESTRUCTURAS.....	14
METODOLOGÍA	16
CAPITULO II MARCO GEOTECTÓNICO, LITOLÓGICO Y ESTRUCTURAL	17
MARCO GEOTECTÓNICO	17
MARCO ESTRUCTURAL	19
CORDILLERA DE LA COSTA	19
DEPRESIÓN CENTRAL.....	22
CORDILLERA PRINCIPAL	23
MARCO LITOLÓGICO.....	24
CORDILLERA DE LA COSTA	24
DEPRESIÓN CENTRAL.....	28
CORDILLERA PRINCIPAL	30
CAPITULO III SUPERFICIES ELEVADAS DE BAJO RELIEVE	34
INTRODUCCIÓN.....	34
MARCO TEÓRICO	35
GÉNESIS Y FORMACIÓN.....	35
METODOLOGÍA	36

DESCRIPCIÓN DE SUPERFICIES	37
CORDILLERA DE LA COSTA	38
DEPRESIÓN CENTRAL Y ANGOSTURA DE PAINE	48
CORDILLERA PRINCIPAL	52
CAPITULO IV DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN	81
DISCUSIÓN	81
ESTRUCTURAS.....	81
SUPERFICIES	87
CRONOLOGÍA.....	96
MODELO EVOLUTIVO.....	97
CONCLUSIONES.....	99
REFERENCIAS	101
ANEXOS	113
TERMOCRONOLOGÍA Y GEOCRONOLOGÍA.....	113
DATACIÓN RADIOMÉTRICA U-Th/He EN APATITO Y CIRCÓN	113

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

FIGURA 1. LA ZONA DE ESTUDIO, ENTRE LAS 2 GRANDES CIUDADES DE SANTIAGO POR EL NORTE Y SAN FERNANDO POR EL SUR.	13
FIGURA 2. PRINCIPALES MORFOESTRUCTURAS DE LA SEGMENTACIÓN ANDINA ENTRE LOS 32° Y 35° S. BASADO EN CHARRIER Y MUÑOZ (1994), GIAMBIAGI ET AL. (2001, 2003A), GIAMBIAGI ET AL. (2003A) Y TASSARA Y YAÑEZ (2003).	14
FIGURA 3. CONFIGURACIÓN TECTÓNICA ANTES Y DESPUÉS DE LA RUPTURA DE LA PLACA FARALLÓN EN LAS ACTUALES PLACAS NAZCA Y COCOS.	17
FIGURA 4. A) GRADO DE OBLICUIDAD PROMEDIO ENTRE LAS PLACAS DE NAZCA Y SUDAMERICANA (SOMOZA, 1998). B) TASA DE CONVERGENCIA PROMEDIO ENTRE LAS PLACAS DE NAZCA Y SUDAMERICANA. EN VERDE PILGER (1983), EN AZUL PARDO – CASAS Y MOLNAR (1987), EN ROJO LA INTERPOLACIÓN REALIZADA POR SOLER Y BONHOMME (1990), Y EN NEGRO SOMOZA (1998).	18
FIGURA 5. UBICACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES EN LA REGIÓN DE ESTUDIO.	19
FIGURA 6. PRINCIPALES LITOLOGÍAS ENCONTRADAS EN LA ZONA DE ESTUDIO, DONDE SE DESARROLLAN LAS SUPERFICIES ELEVADAS. MODIFICADO DE MAPA GEOLÓGICO DE CHILE 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN), MAPAS GEOLÓGICOS VALPARAÍSO-CURACAVÍ (GANA ET AL., 1996) Y SAN ANTONIO-MELIPILLA ESCALA 1:100.000 (WALL ET AL., 1996), FOCK (2005) Y RODRÍGUEZ (2008).	25
FIGURA 7. LEYENDA LITOLÓGICA DE LA FIGURA ANTERIOR.	26
FIGURA 8. SUPERFICIE AL NOROESTE DE LA LAGUNA DE ACULEO, EN LA CORDILLERA DE LA COSTA OCCIDENTAL. EXAGERACIÓN VERTICAL 1.2	40
FIGURA 9. MISMA SUPERFICIE ANTERIOR, REPRESENTATIVA DE LA SUPERFICIE S12. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.8.	40
FIGURA 10. SUPERFICIE S11 ENCERRADA EN VIOLETA.	41
FIGURA 11. SUPERFICIE S11 UBICADA AL SUROESTE DE LA ANGOSTURA DE PELEQUÉN, EN EL LÍMITE ESTE DE LA CCE. EXAGERACIÓN VERTICAL 1.2	42
FIGURA 12. SUPERFICIE S11 AL OESTE DE LA ANGOSTURA DE PELEQUÉN. LA CIMA CON BAJO RELIEVE ESTÁ ENCERRADA EN VIOLETA. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.2.	42
FIGURA 13. SUPERFICIE S10, ENCERRADA EN MORADO. ESTAS SUPERFICIES SON MENOS FRECUENTES Y SOLO SE CONSERVAN EN ALGUNAS CUMBRES DE CERROS E INTERFLUVIOS. EXAGERACIÓN VERTICAL 1.2	43
FIGURA 14. SUPERFICIE S9, ENCERRADA EN COLOR VERDE. EN ESTA IMAGEN DIGITAL SE MUESTRA LAS PENDIENTES, EN NEGRO PENDIENTES SUAVES, EN BLANCO PENDIENTES FUERTES. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.2.	44
FIGURA 15. SUPERFICIE S8, ENCERRADA EN AMARILLO, UBICADA 22 KM AL SUROESTE DE RANCAGUA. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.2	45
FIGURA 16. SUPERFICIES S7.A. LA SUPERFICIE ESTÁ ENCERRADA EN CIAN. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.2	46
FIGURA 17. SUPERFICIE S7.B. SE OBSERVA LAS 2 SUPERFICIES REPRESENTATIVAS DE LA SUPERFICIE S7, AMBAS ENCERRADAS EN CIAN.	46
FIGURA 18. SUPERFICIE REPRESENTATIVA DE LA SUPERFICIE S6 ENCERRADA EN CIAN. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.2.	47
FIGURA 19. IMAGEN DERIVADA DEL DEM, MOSTRANDO EL RELIEVE DE LA SUPERFICIE S6 EN CERRO CANTILLANA, ENCERRADA EN RECTÁNGULO ROJO. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.2	48
FIGURA 20. SUPERFICIE S12, ENCERRADA EN AZUL CLARO, UBICADA HACIA EL SURESTE DE CALERA DE TANGO. EXAGERACIÓN VERTICAL 2	50

FIGURA 21. SUPERFICIES S11 A S8, EN LA ANGOSTURA DE PAINE. EN VIOLETA SUPERFICIE S11, EN AZUL PÁLIDO S10, EN VERDE S9 Y EN AMARILLO S8. EN LA PARTE SUPERIOR DERECHA DE LA IMAGEN SE OBSERVA LA RELACIÓN EROSIVA QUE EXISTE ENTRE LAS SUPERFICIES. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.2	51
FIGURA 22. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES S11 Y S10 Y SUS LÍMITES CERCA DEL EXHUTORIO DEL RÍO CACHAPOAL, Y LA CONFLUENCIA DEL RÍO COYA. EN LILA Y ENCERRADA EN NEGRO SE MUESTRAN LAS SUPERFICIES S11 Y EN MORADO LA S10. EN NEGRO LA PROLONGACIÓN SUR DE LA FALLA POCURO-SAN RAMÓN (FPSR), EN ROJO LAS ESTRUCTURAS ASOCIADAS A LA FPSR, EN NARANJO LA FALLA LA JUANITA (RIVERA Y FALCÓN, 2000) Y EN GRANATE LA PROLONGACIÓN NORTE DE LA FALLA OESTE (JARA, 2007). EXAGERACIÓN VERTICAL 2.....	54
FIGURA 23. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES S11, S10, S9 Y SUS LÍMITES CERCA DEL EXHUTORIO DEL RÍO CACHAPOAL, Y LA CONFLUENCIA DEL RÍO COYA. EN LILA SE MUESTRAN LAS SUPERFICIES S11, EN MORADO S10, EN VERDE S9 Y EN AMARILLO S8. EN NEGRO LA PROLONGACIÓN SUR DE LA FPSR, EN ROJO LAS FALLAS ASOCIADAS A LA FPSR, EN NARANJO LA FALLA LA JUANITA (RIVERA Y FALCÓN, 2000) Y EN GRANATE LA PROLONGACIÓN NORTE DE LA FALLA OESTE (JARA, 2007). EXAGERACIÓN VERTICAL 2.....	56
FIGURA 24. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES S11 (A), S10, S6 Y LOS LÍMITES ENTRE ESTAS, CERCA DEL EXHUTORIO DEL RÍO MAIPO. EN LA PARTE INFERIOR IZQUIERDA SE OBSERVA LA EXISTENCIA EN LA DC DE LA SUPERFICIE S11 Y S10. EN MORADO LA SUPERFICIE S11, EN LILA S10, EN CALIPSO S6. EN COLOR NEGRO LA PROLONGACIÓN SUR DE LA FPSR, EN ROJO LAS FALLAS ASOCIADAS A LA FSR. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.	56
FIGURA 25. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES S10, S9.A, S9.B, S9.D Y S8, LOS LÍMITES ENTRE ESTAS, ENTRE EL RÍO CACHAPOAL Y EL ESTERO CODEGUA, UBICADO EN LA PARTE SUPERIOR DE LA FIGURA. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.....	58
FIGURA 26. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES S9.D EN EL ESTERO CODEGUA Y SU LÍMITE MEDIANTE UNA ESTRUCTURA DE ORIENTACIÓN EW. EN NARANJO SE OBSERVA LA ESTRUCTURA MENCIONADA, EN VERDE LAS SUPERFICIES S9.D Y EN AMARILLO S8. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.....	59
FIGURA 27. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES S9.C Y LA FALLA OESTE. EN COLOR ROJO LA FALLA OESTE Y EN VERDE LA SUPERFICIE S9.C. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.....	59
FIGURA 28 . DISTRIBUCIÓN DE LAS POSIBLES SUPERFICIES S8, SUS LÍMITES Y RELACIONES CON LAS OTRAS SUPERFICIES. EN LILA LA SUPERFICIE S11, EN MORADO S10, EN VERDE S9, EN AMARILLO S8, EN VERDE AGUA S7, EN CALIPSO S6. EN COLOR NEGRO APARECE LA FPSR, EN ROJO LAS FALLAS ASOCIADAS A LA FPSR, EN NARANJO LAS ESTRUCTURAS DE ORIENTACIÓN EW, EN ROSADO Y GRANATE LAS POSIBLES FALLAS QUE LIMITAN LA SUPERFICIE S8. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.5	61
FIGURA 29 . DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES S8. EN ESTA IMAGEN SE APRECIA LOS DESNIVELES QUE EXISTEN ENTRE LAS SUPERFICIES S8 Y S9 (IZQUIERDA Y CENTRO DE LA IMAGEN), S8 Y S7 (AL FONDO, S8.B Y S8.F) Y LA POSIBLE ESTRUCTURA QUE LIMITA AL ESTE DE ESTA SUPERFICIE. EN LILA LA SUPERFICIE S11, EN S10, EN VERDE S9, EN AMARILLO S8, EN CALIPSO S6. EN ROJO LA FALLA ASOCIADA A LA FPSR, EN ROSADO Y GRANATE LAS POSIBLES FALLAS QUE LIMITAN LA SUPERFICIE S8. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.5.....	62
FIGURA 30 . DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES S8. SE APRECIA COMO LAS ESTRUCTURAS POSEEN UNA ORIENTACIÓN NORTE-SUR (EN ROJO Y GRANATE) Y EW (EN NARANJO). EN LILA LA SUPERFICIE S11, EN MORADO S10, EN VERDE S9, EN AMARILLO S8, EN VERDE AGUA S7, EN CALIPSO S6. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.5....	62

FIGURA 31. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES S7, SUS LÍMITES Y SU RELACIÓN CON LAS OTRAS SUPERFICIES. EN VERDE AGUA LAS SUPERFICIES S7, EN AMARILLO S8, EN VERDE S9. EN ROJO LAS ESTRUCTURAS ASOCIADAS A LA FSR. EN GRANATE LA POSIBLE ESTRUCTURA QUE LIMITA S7 CON S8 AL OESTE. EXAGERACIÓN VERTICAL 2.5	64
FIGURA 32. SUPERFICIES S5 ENCERRADA EN COLOR VERDE, UBICADA EN UN INTERFLUVIO AL ESTE DE ANGOSTURA DE PAINE.	67
FIGURA 33. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES ELEVADAS DE BAJO RELIEVE EN LA CP. LAS LÍNEAS ROJAS DISCONTINUAS SON FALLAS RECONOCIDAS EN MAPAS Y HOJAS GEOLÓGICAS Y LAS LÍNEAS ROJAS PUNTEADAS SON FALLAS INFERIDAS. LA LÍNEA NEGRA DISCONTINUA REPRESENTA LA FPSR (PARA MAYOR DETALLE VER FIGURA 38 Y FIGURA 39) EXAGERACIÓN VERTICAL 2.3.	71
FIGURA 34. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES ELEVADAS DE BAJO RELIEVE EN LA CP, AL SURESTE DE ANGOSTURA DE PAINE. LAS LÍNEAS ROJAS DISCONTINUAS SON FALLAS RECONOCIDAS EN MAPAS Y HOJAS GEOLÓGICAS Y LAS LÍNEAS ROJAS PUNTEADAS SON FALLAS INFERIDAS. LA LÍNEA NEGRA DISCONTINUA REPRESENTA LA FPSR (PARA MAYOR DETALLE VER FIGURA 38 Y FIGURA 39). EXAGERACIÓN VERTICAL 2.3.	72
FIGURA 35. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES ELEVADAS RECONOCIDAS EN LA CORDILLERA PRINCIPAL. ENCERRADA EN COLOR NEGRO LAS SUPERFICIES S3. EN NARANJO, SE APRECIA LAS FALLAS DOCUMENTADAS, Y EN AZUL, EL CONTROL LITOLÓGICO RECONOCIDO (PARA MAYOR DETALLE VER FIGURA 38 Y FIGURA 39). EXAGERACIÓN VERTICAL 2.3.	74
FIGURA 36. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES ELEVADAS RECONOCIDAS EN LA ZONA DEL ALTO CACHAPOAL. LAS SUPERFICIES S3 ESTÁN ENCERRADAS EN NEGRO, EN NARANJO APARECEN LAS FALLAS DOCUMENTADAS Y EN DAMASCO-ROSA SE MUESTRA LA SUPERFICIE S1 (PARA MAYOR DETALLE VER FIGURA 38 Y FIGURA 39). EXAGERACIÓN VERTICAL 2.3.	75
FIGURA 37. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES ELEVADAS S5, S4, S3, S2, Y S1 (PARA MAYOR DETALLE VER FIGURA 38 Y FIGURA 39). EXAGERACIÓN VERTICAL 2.3.	78
FIGURA 38. DISTRIBUCIÓN DE LAS SUPERFICIES ELEVADAS ENTRE LOS 33°30'S Y LOS 34°30'S.	80
FIGURA 39. PRINCIPALES ESTRUCTURAS RECONOCIDAS EN LA CC.	84
FIGURA 40. PRINCIPALES ESTRUCTURAS RECONOCIDAS EN LA DC.	85
FIGURA 41. PRINCIPALES ESTRUCTURAS RECONOCIDAS EN LA CP.	86
FIGURA 42. PENEPLANICIES RELICTAS RECONOCIDAS POR LA CORRELACIÓN ENTRE LAS DIFERENTES SUPERFICIES ELEVADAS DE BAJO RELIEVE DESCRITAS ANTERIORMENTE.	91
FIGURA 43. CORRELACIÓN DE LAS SUPERFICIES ELEVADAS DE BAJO RELIEVE Y DISTRIBUCIÓN DE LA PENEPLANICIES RELICTAS.	92
FIGURA 44. PERFILES GEOMORFOLÓGICOS E-W MOSTRANDO LAS SUPERFICIES ELEVADAS EN EL SECTOR DEL CERRO SAN RAMÓN, Y LAS ESTRUCTURAS QUE LIMITAN O DISLOCAN ESTAS SUPERFICIES.	93
FIGURA 45. PERFILES GEOMORFOLÓGICOS E-W MOSTRANDO LAS PRINCIPALES SUPERFICIES ELEVADAS EN EL SECTOR DEL CORDÓN DE LOS RATONES, Y LAS ESTRUCTURAS QUE LIMITAN O DISLOCAN ESTAS SUPERFICIES.	94
FIGURA 46. PERFILES GEOMORFOLÓGICOS E-W MOSTRANDO LAS PRINCIPALES SUPERFICIES ELEVADAS CERCA DE ANGOSTURA DE PAINE, Y LAS ESTRUCTURAS QUE LIMITAN O DISLOCAN ESTAS SUPERFICIES.	95
FIGURA 47. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA OCURRIDA EN EL ANTE ARCO DE CHILE CENTRAL DURANTE EL CENOZOICO SUPERIOR.	98

TABLA 1. SUPERFICIES RECONOCIDAS EN BASE A LA ELEVACIÓN. EN LA COLUMNA DE LA DERECHA SE MUESTRA SU EQUIVALENCIA CON LAS SUPERFICIES IDENTIFICADAS POR FARÍAS (2006) PARA LA CORDILLERA DE LA COSTA..... 38

CAPITULO I INTRODUCCIÓN

FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

Estudios morfoestructurales recientes han puesto en evidencia la existencia de una serie de superficies elevadas en ambos flancos de la Cordillera de la Costa (CC) y en el flanco occidental de la Cordillera Principal (CP).

La existencia, en la zona de estudio representada por los paralelos 33°30'S y 34°30'S, donde la Cordillera Principal Occidental se conecta con la parte oriental de la Cordillera de la Costa, en el sector de Angostura de Paine, en la cual no se observa la existencia de escarpes que pongan en evidencia la existencia de fallas que produzcan resaltos en estos cordones que unen a ambas unidades morfoestructurales (la CC y la CP), sugieren que la Depresión Central corresponde a un elemento morfológico generado por erosión diferencial que al resultado de un actividad tectónica asociada con el alzamiento de la cordillera (Farías et al., 2006). Esta idea se apoya, además, en la presencia de “cerros islas” los que aparentemente habrían formado parte de la unión entre la CC y la CP (Farías et al., 2006).

El paisaje, antes del evento disruptivo post Mioceno Superior-Plioceno Inferior habría consistido de una sola gran peneplanicie (Brüggen 1950; Borde 1966; Farías, 2007)

El presente trabajo pretende determinar la relación que existe entre las superficies elevadas y las fallas que estarían alzando dichas superficies, en primer lugar caracterizando esas superficies elevadas, encontrando las estructura que las levanta, y tratando de datar esas superficies, con el propósito de dar a conocer la cronología de eventos que dieron origen al paisaje actual en la latitud de los 33° y 34° sur.

OBJETIVOS

OBJETIVO PRINCIPAL

Determinar la distribución, correlación y el control estructural, en caso de estar desplazadas, de las superficies elevadas que existen en las Cordilleras de la Costa y Principal, entre los 33°30' y 34°30' de latitud Sur y su relación con el alzamiento andino.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar y mapear las superficies relictas elevadas
- Caracterización de las superficies
- Detectar las estructuras que controlan el alzamiento diferencial de las superficies.
- Establecer correlación(es) entre superficies elevadas y su cronología relativa.

HIPÓTESIS

Las peneplanicies relictas (o en primer orden, superficies elevadas) son evidencias y marcadores de alzamiento, lo cual permite establecer un orden cronológico al identificar estos niveles y permite establecer correlaciones entre las superficies, con el fin de determinar la posible cantidad de pulsos mediante el cual se alzó todo el antearco de Chile Central, específicamente entre los 33°30'S y 34°30'S.

ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio forma una franja este-oeste ubicada en la zona central de Chile, entre los 33°30' y 34°30' de Latitud Sur, más precisamente en el sector del límite entre las regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador Bernardo O'Higgins. Esta franja pasa por las localidades del Alto Río Maipo por el este, Angostura de Paine por el centro y Navidad por el Oeste. (Figura 1)

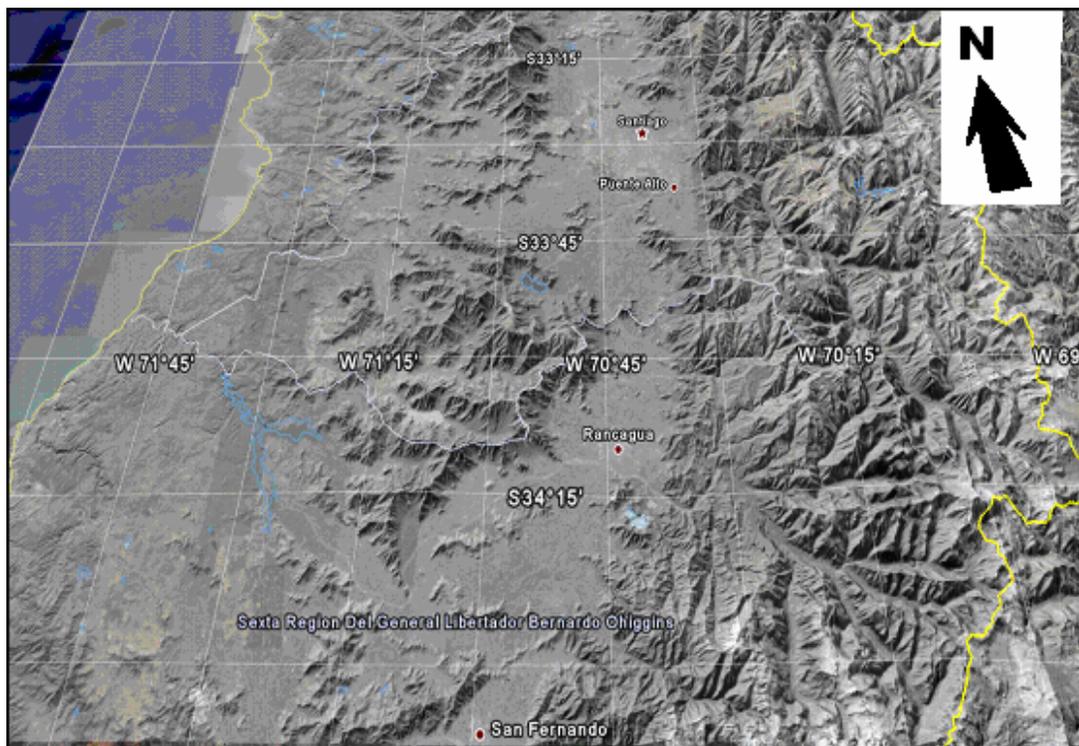


Figura 1. La zona de estudio, entre las 2 grandes ciudades de Santiago por el norte y San Fernando por el sur.

MORFOESTRUCTURAS

Los Andes, entre los 32° S y los 35° S, muestra 5 unidades morfoestructurales principales, dispuestas en franjas de orientación norte – sur. A continuación se describe cada una de estas morfoestructuras, presentándolas de oeste a este:

La Cordillera de la Costa (Figura 2) está compuesta por cerros que rara vez sobrepasan los 2000 m.s.n.m. Está formada, principalmente, por granitoides del Paleozoico Superior en su flanco occidental y por secuencias volcánicas y sedimentarias Mesozoicas en la parte más oriental (Thomas, 1958; Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

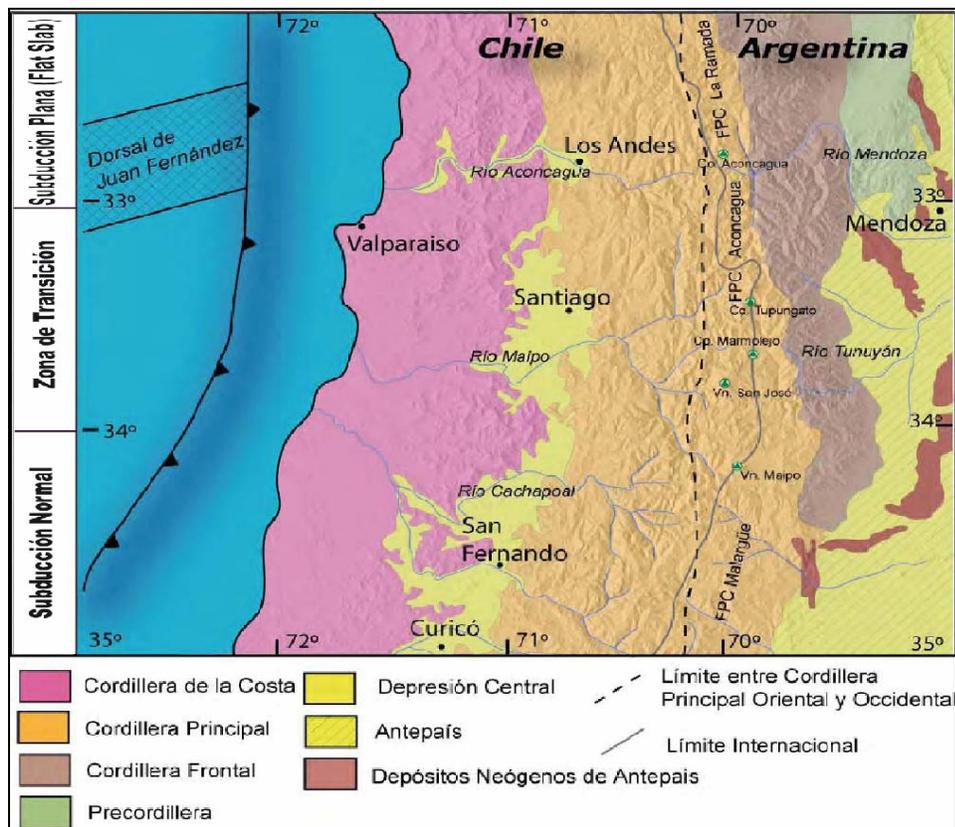


Figura 2. Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001, 2003a), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara y Yañez (2003).

La Depresión Central (Figura 2) corresponde a una cuenca rellena por depósitos sedimentarios y volcano-sedimentarios Pleistocenos a Holocenos, que localmente superan los 500 m de espesor (Thiele, 1980; Araneda *et al.*, 2000; Rauld, 2002; Farias, 2007). Su basamento consiste en rocas sedimentarias, volcánicas, volcano-sedimentarias e intrusivas de edad Cretácica las cuales se ponen en contacto con rocas volcánicas de la Formación Abanico, por medio de la Falla Infiernillo- Portezuelo de Chada (Fock, 2005), algunas de las cuales se presentan en forma de “cerros islas” con cumbres que van entre 650 y 480 m.s.n.m.

La Cordillera Principal (Figura 2) puede dividirse en 2 partes: La Cordillera Principal Occidental, conformada por rocas Cenozoicas de las Formaciones Farellones y en menor medida Abanico, con mayor deformación en sus límites oeste y este, y la Cordillera Principal Oriental, compuesta por rocas mesozoicas fuertemente deformadas, conformando las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Fock, 2005; Rodríguez, 2007; Farías *et al.*, 2006)

La Cordillera Frontal está formada por un basamento Pre-Cámbrico, Paleozoico y Triásico, mientras que la Precordillera lo está por rocas del Paleozoico Inferior principalmente (ambas cordilleras aparecen en lado argentino). Desde el Mioceno hasta el Holoceno se han desarrollado cuencas de antepaís al este de estas cordilleras (Fock, 2005)

La Precordillera (Figura 2) desaparece al sur de los 33° S, y se produce una notable reducción del ancho del orógeno, comparándolo al ubicado al norte de esta latitud. Es posible que lo anterior sea controlado por la subducción de la dorsal de Juan Fernández, la que actualmente se ubica a los 33° frente a Valparaíso, controlando la geometría y el estilo de deformación en la superficie entre esas latitudes (Giambiagi *et al.*, 2001). Esta subducción controlaría, además, la geometría de la placa subductada, la que se puede dividir en tres segmentos: al norte de los 33°S ocurre una subducción

plana, con ausencia de volcanismo a lo largo del orógeno desde el Mioceno Medio (Kay *et al.*, 1991). Entre los 33° S y 34° S se observa una zona de transición, reapareciendo el volcanismo en el Volcán Tupungato (33° 20' S), marcando el inicio del arco volcánico Holoceno, correspondiente a la zona volcánica sur de los Andes. Al sur de los 34° S, la subducción ya presenta las características típicas de una subducción tipo chilena (sensu Uyeda y Kanamori, 1979, y Uyeda, 1987).

METODOLOGÍA

Para satisfacer los objetivos principales y secundarios planteados por este estudio se han realizado las siguientes acciones:

- Mapeo de indicadores de alzamiento en mapas digitales, fotos aéreas e imágenes satelitales y detección de zonas de alzamiento entre superficies.

CAPITULO II MARCO GEOTECTÓNICO, LITOLÓGICO Y ESTRUCTURAL

MARCO GEOTECTÓNICO

El quiebre de la Placa Farallón en las Placas Nazca y Cocos hace 25 Ma determinó la actual configuración tectónica de los Andes Centrales (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Tebbens et al., 1997) (Figura 3). Este acontecimiento habría provocado un incremento de las tasas relativas de convergencia desde 50-80 mm/a a un máximo de 150 mm/a entre los 28 Ma y 25 Ma, junto con una disminución en la oblicuidad del ángulo de convergencia desde los 40° a una convergencia casi normal (~10°) en el margen occidental de Sudamérica (Somoza, 1998).

La convergencia más rápida y casi normal iniciada entre los 28 y 25 Ma habría continuado hasta al menos los 20 Ma (Figura 4), disminuyendo paulatinamente a lo largo del Mioceno hasta el Presente, manteniéndose una leve oblicuidad de la placa de Nazca con respecto al margen continental (Somoza, 1998)

El alzamiento general de superficie responsable de la existencia de peneplanicies relictas, motivo del presente estudio, habría ocurrido después de los 10,5 a 4,6 Ma con una edad central de 7,6 Ma (Farias et al., 2007).

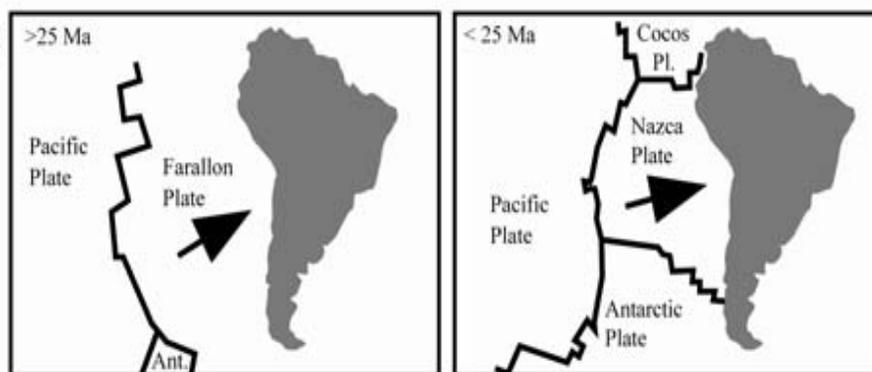


Figura 3. Configuración tectónica antes y después de la ruptura de la Placa Farallón en las actuales Placas Nazca y Cocos.

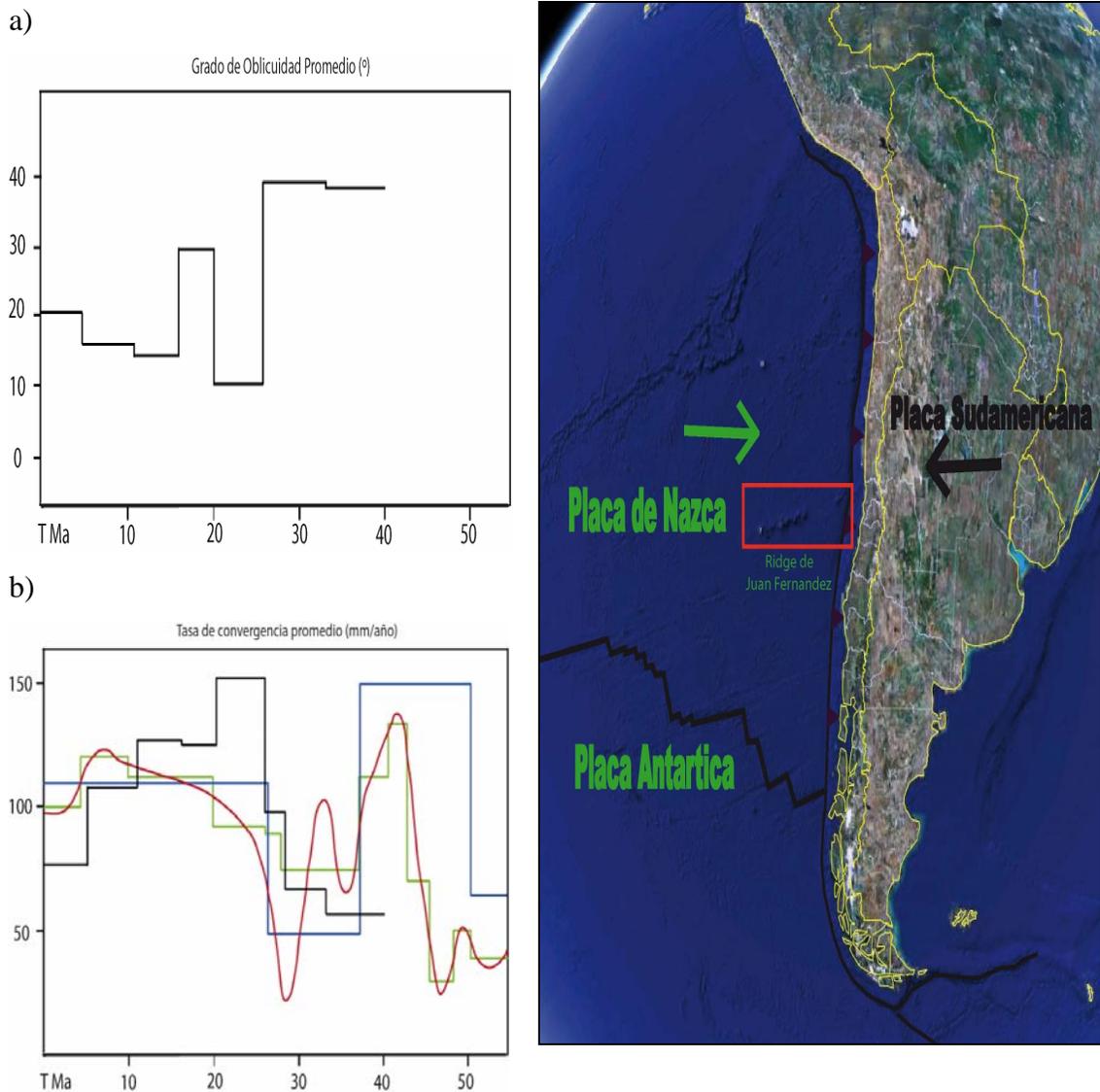


Figura 4. a) Grado de oblicuidad promedio entre las Placas de Nazca y Sudamericana (Somoza, 1998). b) Tasa de convergencia promedio entre las Placas de Nazca y Sudamericana. En Verde Pilger (1983), en azul Pardo – Casas y Molnar (1987), en rojo la interpolación realizada por Soler y Bonhomme (1990), y en negro Somoza (1998).

fallas de dirección NW-SE, de extensión considerable. Estas estructuras pertenecen a un conjunto de lineamientos y fallas de orientación NW a WNW que se extiende hasta la costa, del cual forma parte la Falla Melipilla (Wall *et al.*, 1996, Yañez *et al.*, 1998).

Se identifican 3 grandes fallas de importancia regional que coinciden en el curso inferior del Río Maipo:

La Falla Melipilla (Figura 5) presenta un rumbo WNW y manteo subvertical a lo largo del valle del Río Maipo, donde se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios. Al pasar desde el sector este de la CC hacia el sector oeste se bifurca en dos ramas de rumbo NW. Esta estructura coincide con una anomalía magnética y gravimétrica localizada en niveles intermedios de la corteza superior, la Anomalía Melipilla (Gana *et al.*, 1994; Yañez *et al.*, 1998). La Falla Melipilla ha sido interpretada como una falla de rumbo dextral y transpresional, que desplaza parte de la sucesión estratificada mesozoica e intrusivos paleozoicos y jurásicos (Gana *et al.*, 1996). La interpretación de los datos geofísicos indica que la Falla Melipilla correspondería a un plano de despegue que acomodaría la compresión norte-sur que afecta a los plutones jurásicos al norte de estas fallas contra un bloque rígido reconocido al sur. Esta compresión de sentido norte-sur estaría condicionada por una tectónica de placas con un estilo de convergencia oblicua de sentido siniestral durante el Mesozoico (Yañez *et al.*, 1998).

Se reconocen, además, una serie de otras fallas de orientación similar a la Falla Melipilla y que pertenecen al mismo set estructural. Estas corresponden a las fallas Marga Marga y Valparaíso – Curacaví (Figura 5). Estas fallas afectan al basamento paleozoico-jurásico y parte del basamento cretácico, presentan rumbo NW, son subverticales y también corresponderían a anomalías geofísicas (Yañez *et al.*, 1998). Existen evidencias que indican que las estructuras NW tendrían una historia compleja desde el Triásico Superior y/o Jurásico (Gana *et al.*, 1996).

La Falla Melipilla correspondería al eje de simetría del minioroclino del Río Maipo (Yáñez *et al.*, 2002) que se relaciona a un cambio en la orientación del borde continental desde N-S, al norte de los 33° S, a NNE, al sur de los 33° S.

La Falla Río Maipo (Figura 5) presenta rumbo NNW y se observa controlando el curso inferior del río homónimo, extendiéndose hasta el curso medio del Río Cachapoal. Presenta un movimiento normal de edad post-pliocena (Gana *et al.*, 1996). A partir de este movimiento, se reconoce un bloque colgante al suroeste, formado por rocas sedimentarias de la Formación Navidad, y un bloque yacente al noreste, formado por rocas intrusivas triásico-jurásicas.

La Falla Puangue (Figura 5) se extiende con rumbo NNE desde Cerro Minillas, hasta el sector de cuesta Lo Encañado, donde es interrumpida por la Falla Río Maipo. Presenta movimiento normal de edad post-pliocena (Gana *et al.*, 1996). A partir de este movimiento se reconoce un bloque colgante y un bloque yacente formado por rocas intrusivas paleozoicas y triásico-jurásicas.

Se reconocen, además de las tres fallas principales descritas anteriormente, varias fallas y fallas inferidas de rumbo NE a NNE y manteo subvertical que afectan al basamento jurásico y cretácico de la CC (Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996) cuya edad y dirección de movimiento son desconocidas. Los principales sets de fallas descritos, el de dirección NW que incluye a la Falla Melipilla, y el de fallas con dirección NE a NNE, se reconocen principalmente desde el Río Maipo hacia el norte y en el extremo sur de la región de estudio, en Punta Topocalma.

En Punta Topocalma y en Rapel también se reconocen las únicas fallas en la CC de la región de estudio para las cuales se ha reconocido un sentido de movimiento inverso y una edad tentativa de Plioceno (Laveny y Encinas, 2005), aunque no existen suficientes evidencias para asignarle una edad pliocena a este movimiento de la falla y que este podría ser más joven.

DEPRESIÓN CENTRAL

En la Depresión Central (DC), se observa que parte de las fallas de rumbo NW y NE presentes en la CC se extienden bajo la cubierta sedimentaria de la DC y afloran nuevamente en la DC (Rodríguez, 2008). Las principales estructuras reconocidas en la DC, están relacionadas con el alzamiento de la CP, y con la creación de la DC. Se reconocen hacia el límite este de la DC, como en el centro de ésta misma (Falla Pocuro-San Ramón y la Falla Portezuelo de Chada respectivamente).

Ambas fallas son descritas con mayor detalle a continuación.

La Falla Portezuelo de Chada (Figura 5) correspondería a una falla inversa de vergencia al oeste que monta la Unidad Estratos del Cordón de los Ratones (correlacionable con la parte inferior de la Formación Abanico), sobre la Formación Abanico (Fock, 2005).

Sellés y Gana (2001), dedujeron un movimiento normal para esta falla.

Esta falla sería la prolongación sur de la Falla Infiernillo-Los Angeles y de la Falla Cerro Renca, observadas y descritas al noroeste de Santiago y en el sector de la cuesta de Chacabuco. Estas al igual que la aquí señalada, pone en contacto la Formación Lo Valle con la Formación Abanico.

La Falla Pocuro-San Ramón (FPSR) (Figura 5) corresponde a una falla inversa de vergencia al oeste que afecta depósitos aluviales, coluviales y fluviales recientes de la DC (Rauld, 2002). Ésta sería la responsable y controladora del alzamiento de la CP sobre la DC, por ende es considerada el límite entre la Cordillera Principal y la Depresión Central. Rauld (2002) identificó la traza, reconociendo evidencias geomorfológicas (como escarpes), además de pliegues asociados al desarrollo de la falla. Sellés y Gana (2001) reconocen un lineamiento rectilíneo de orientación NS, que ha sido interpretado como la traza de la Falla Pocuro (Carter y Aguirre, 1965).

CORDILLERA PRINCIPAL

Las estructuras mayores tienen un rumbo general aproximado NS, pero presentan fuertes variaciones en el estilo de deformación y vergencia. Corresponden principalmente a pliegues asimétricos con ejes de rumbo N – NE y a fallas inversas de orientación N – NE y con vergencia tanto al este como al oeste, (González, 1963; Thiele, 1980; Thiele *et al.*, 1991; Charrier *et al.*, 2002, 2005; Fuentes *et al.*, 2002; Rauld, 2002; Fock, 2005).

La Falla Laguna Negra (Figura 5) descrita por Fock (2005), continua hacia el norte con el nombre de Falla El Coironal (Ramos *et al.*, 2002). Corresponde a una falla inversa de vergencia oeste, que corta la Formación Abanico y a filones manto asociados al Plutón La Gloria (Cornejo y Mahood, 1997).

La Falla Chacayes-Yesillo (Figura 5) correspondería a una falla inversa de alto ángulo de vergencia al oeste, con un rumbo de N20°W y un manteo aproximado de 80°E (Fock, 2005). Pone en contacto las formaciones Colimapu y Abanico. A esta falla se le asocia un pliegue sinclinal por propagación de falla con un flanco oriental volcado hacia el este (Fock, 2005).

La Falla El Diablo (Figura 5), esta estructura de carácter regional, descrita por Fock (2005) como un corrimiento inverso de orientación NNE-SSW de vergencia al este, pone en contacto a la Formación Colimapu con la Formación Lo Valdés y sobre ella misma. Al poner en contacto rocas mesozoicas con rocas cenozoicas, se le correlaciona siendo la prolongación al norte, y parte del mismo sistema estructural que la Falla El Fierro (Sistemas de Fallas El Fierro-El Diablo, SFFD) (Davidson, 1971; Godoy, 1991) al sur de los 34°S, y propagado hasta las nacientes del río Maipo (Palma, 1991; Godoy y Palma, 1990b). (Figura 5)

En la parte más oriental de la región de estudio, al este de la Falla El Diablo, se puede observar una secuencia de fallas, anticlinales y sinclinales de rumbo N-NW, apretados y volcados con vergencia de preferencia al este, que constituyen la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua y de Malargüe, que afecta principalmente a las rocas Mesozoicas (Thiele, 1980; Ramos *et al.*, 1991; Giambiagi, 2003; Giambiagi *et al.*, 2003a, 2003b).

MARCO LITOLÓGICO

Las superficies elevadas o peneplanicies relictas se desarrollan sobre un cierto tipo litológico. En esta sección se describirá las diferentes unidades litológicas presentes en la región de estudio, poniendo énfasis en las litologías donde se desarrollan estas superficies, ubicándolas en las diferentes morfoestructuras.

CORDILLERA DE LA COSTA

Rocas Intrusivas

La Cordillera de la Costa (CC) se caracteriza por el predominio de rocas pertenecientes al basamento plutónico de edad paleozoica a cretácica del Batolito Costero de Chile Central. El Batolito Costero está formado por franjas de dirección NW y NS a NNE cuyas edades disminuyen de oeste a este. La CCW está formada por franjas intrusivas de edad paleozoica a jurásica (Figura 6) y se caracteriza por la presencia de intrusivos de composición ácida a intermedia, que se reconocen junto a afloramientos menores de rocas de composición básica (Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996). Los intrusivos ácidos y básicos son especialmente abundantes en la franja triásica-jurásica y en los intrusivos jurásicos más cercanos a la costa.

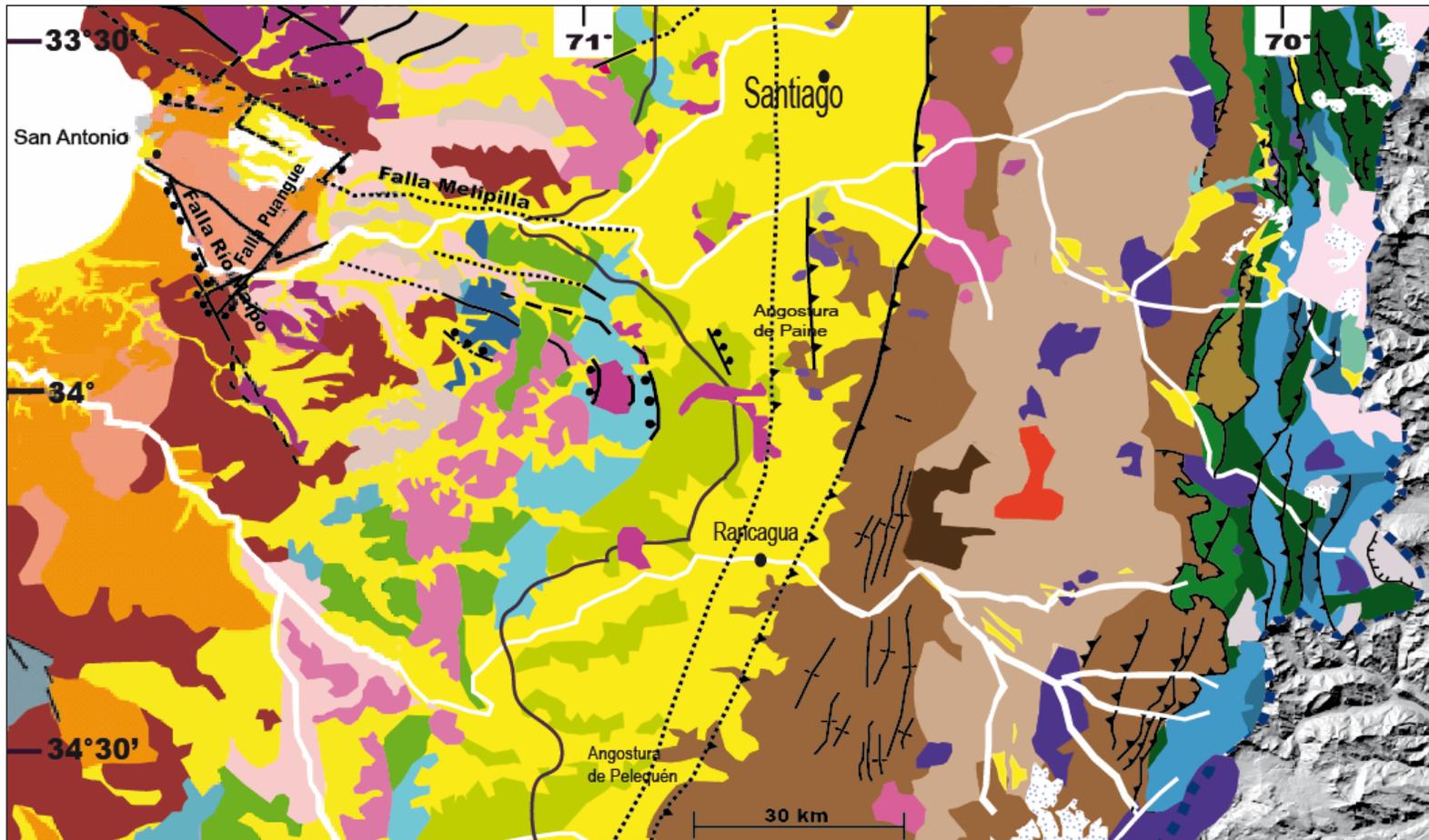


Figura 6. Principales litologías encontradas en la zona de estudio, donde se desarrollan las superficies elevadas. Modificado de Mapa geológico de Chile 1:1.000.000 (Sernageomin), Mapas Geológicos Valparaíso-Curacaví (Gana et al., 1996) y San Antonio-Melipilla escala 1:100.000 (Wall et al., 1996), Fock (2005) y Rodríguez (2008).



Figura 7. Leyenda litológica de la figura anterior.

Dentro de la CCW los intrusivos presentan una composición progresivamente más intermedia hacia el este (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996). La CCE está formada por franjas intrusivas de edad cretácica y se caracteriza por la presencia de intrusivos de composición principalmente intermedia y en menor medida de composición básica

Rocas Estratificadas

Las rocas estratificadas del Cenozoico afloran formando parte de la CCW y las del Mesozoico afloran formando parte de la CCE. Las rocas estratificadas de la CCW corresponden a sedimentos marinos neógenos (Figura 6)

En la CCE las rocas estratificadas forman una sucesión volcano-sedimentaria de edad jurásica inferior a cretácica superior y corresponden a la Formación Ajial (Thomas, 1958; Cancino, 1992; Vergara et al., 1995); Formación Horqueta (Piracés, 1977; Cancino, 1992; Vergara et al., 1995); Formación Lo Prado (Piracés, 1977; Vergara et al., 1995; Hasler, 2007), Formación Veta Negra (Piracés, 1977; Vergara et al., 1995; Sellés, 2000; Fuentes, 2004) y una parte de la Formación Las Chilcas (Levi, 1968; Levi, 1970; Gallego, 1994; Sellés, 2000; Sellés y Gana, 2001). La sucesión volcano-sedimentaria se dispone en discordancia de erosión sobre el basamento paleozoico y triásico y está intruída por los plutones jurásicos y cretácicos (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996). Los estratos de la sucesión forman un bloque monoclinal de rumbo NNE a NNW e inclinación al E cuya edad disminuye de oeste a este (Gana et al., 1996).

La Formación Ajial corresponde principalmente a lavas y depósitos piroclásticos ácidos con intercalaciones de rocas sedimentarias marinas y calizas, de edad Jurásico inferior (Thomas, 1958)

La Formación Horqueta corresponde principalmente a lavas básicas a intermedias y flujos de detritos, con una edad Jurásico superior (Piracés, 1977)

La Formación Lo Prado está formada por sedimentos marinos, calizas y una sucesión bimodal de ignimbritas y basaltos, con una edad Cretácico inferior (Piracés, 1977)

La Formación Veta Negra está formada principalmente por basaltos y andesitas basálticas, brechas de flujo e intercalaciones sedimentarias, con una edad Cretácico inferior (Piracés, 1976).

La Formación Las Chilcas está formada principalmente por una sucesión de calizas marinas y sedimentos continentales, lavas andesíticas a andesítico-basálticas y dacíticas y tobas riolíticas, con una edad Cretácico superior (Thomas, 1958).

La sucesión volcano-sedimentaria de la CCE se encuentra afectada por metamorfismo de bajo grado de facies esquisto verde a ceolita (Levi, 1970).

Los depósitos cuaternarios presentes en la CC corresponden al relleno fluvial y aluvial de los valles que la forman y a depósitos marinos y eólicos en el sector costero. La Ignimbrita Pudahuel corresponde a un depósito de flujo piroclástico de ceniza y lapilli (Wall et al., 1996), que rellena el valle del Maipo y sus afluentes y el valle del Cachapoal tanto en la CC como en la DC. Para ella se ha publicado una edad pleistocena superior (450.000 ± 60.000 ; Stern et al., 1984) y una edad pliocena superior (1-2 Ma, Wall et al., 2001). Sin embargo, análisis geocronológicos en curso llevados a cabo dentro del proyecto Núcleo Milenio en Sismotectónica y Peligro Sísmico, validan la edad pleistocena propuesta por Stern et al. (1984).

DEPRESIÓN CENTRAL

Rocas Intrusivas

Forman los “cerros islas” que afloran como inselbergs al interior de la DC. En la DC, corresponden a intrusivos subvolcánicos del Eoceno Superior-Mioceno Inferior y Mioceno Inferior-Mioceno Medio que forman cordones de cerros de rumbo NS a NNE (Figura 6). Presentan una composición variable desde gabros hasta andesitas de piroxeno

y dacitas de anfíbola (intrusivos tipo Manquehue) (López-Escobar y Vergara, 1997; Sellés, 1999, Wall et al., 1999; Fuentes, 2004). Dentro de los cuerpos mencionados, los del Eoceno Superior-Mioceno Inferior han sido considerados por diversos autores como los alimentadores del volcanismo de la franja oeste de la Formación Abanico que afloran en la parte este de la DC (López-Escobar y Vergara, 1997; Sellés, 1999; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; Fuentes, 2004) y en conjunto forman el Cinturón Volcánico de la Depresión Longitudinal (López-Escobar y Vergara, 1997). Por su parte, los intrusivos tipo Manquehue presentan edades levemente más jóvenes y características geoquímicas y petrológicas diferentes a sus rocas encajantes (Sellés, 1999; Yañez et al., 2002), representando la actividad ígnea simultánea al traslado hacia el este del frente volcánico que representa la Formación Farellones (Yañez et al., 2002).

Rocas Estratificadas

Forman en parte los “cerros islas” de la DC junto con los intrusivos subvolcánicos y los cerros ubicados al pie de la CP (Figura 6). Corresponden a rocas volcano-sedimentarias de origen continental y marino subordinado de edad cretácica a miocena inferior de Formación Las Chilcas (Levi, 1968; Levi, 1970; Corvalán y Vergara, 1980; Gallego, 1994; Sellés y Gana, 2001), Formación Lo Valle (Thomas, 1958; Levi, 1970; Drake et al., 1976; Sellés, 2000) y Formación Abanico (López-Escobar y Vergara, 1997; Wall et al., 1999; Sellés, 1999; Vergara et al., 1999; Oliva del Rey, 2002; Nyström, 2003; Vergara et al., 2004; Fuentes, 2004). Presentan principalmente una actitud monoclinial con manteo al E (Sellés, 1999). La Formación Las Chilcas y la Formación Lo Valle afloran en la parte occidental y central de la DC y la Formación Abanico aflora en la parte oriental de la DC. La Formación Las Chilcas presenta características similares que en la CC, por lo cual no será descrita a continuación.

La Formación Lo Valle está formada principalmente por rocas piroclásticas con intercalaciones de lavas y sedimentos continentales, con una edad Cretácico Superior (Thomas, 1958).

La Formación Abanico está formada por lavas de composición básica a ácida, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias aluviales, fluviales y lacustres, de edad Eoceno superior-Mioceno inferior (Aguirre, 1960). Los afloramientos actuales de las rocas volcánicas de la Formación Abanico en la DC (Cinturón Volcánico de la Depresión Longitudinal, López-Escobar y Vergara, 1997) presentan una composición principalmente básica a intermedia entre los 33° a 35°S e intermedia a ácida al sur de los 35° S (López-Escobar y Vergara, 1997).

El resto de las rocas estratificadas que afloran en la DC corresponden a extensos depósitos aluviales y fluviales recientes y la Ignimbrita Pudahuel (Pleistoceno) que representan la cubierta sedimentaria sobre la cual se elevan los cerros islas.

CORDILLERA PRINCIPAL

Rocas Intrusivas

La CP presenta franjas de intrusivos de dirección NS, una de edad miocena inferior ubicada en su borde oeste, otra de edad miocena medio-superior, ubicada en su borde este, y una de edad Plio-Pleistoceno, también reconocida en su borde este (Figura 6). Los intrusivos del Mioceno Inferior corresponden principalmente a granodioritas y son correlacionables con la Formación Abanico (Sellés y Gana, 2001). Los intrusivos del Mioceno Medio-Superior corresponden a granodioritas, monzogranitos y monzonitas cuarcíferas y son correlacionables con la Formación Farellones (Thiele, 1980). Destacan dentro de este grupo el Plutón San Gabriel (unión ríos Volcán, Yeso y Maipo) y Plutón La Gloria (río Colorado).

Los intrusivos del Plio-Pleistoceno se reconocen principalmente en la franja oriental del área de estudio, y dentro de esta unidad se incluyen el Intrusivo Colina (Ramos et al., 1997) y el Intrusivo Los Lunes (Godoy y Lara 1994b; Baeza, 1999). Su litología

corresponde tonalitas para el Intrusivo Colina y a pórfidos dacíticos de biotita para el caso del Intrusivo Los Lunes (Godoy, 1998; Baeza 1999).

Rocas Estratificadas

La CP se encuentra formada en su parte occidental por rocas volcánicas y volcano-sedimentarias del Eoceno Superior-Mioceno Superior de origen continental de las Formaciones Abanico y Farellones (Thiele, 1980; Aguirre et al., 1997; Sellés, 2000; Njstrom, 2003; Fuentes, 2004), y en su parte oriental por rocas sedimentarias, volcánicas y continentales del Jurásico Medio a Cretácico Inferior tardío (Figura 6). En el sector de la CP frente a Rancagua también afloran depósitos de avalancha detrítica del Complejo Colón Coya (Gómez, 2001). Según Encinas et al. (2006), lahares formados a partir de las avalanchas detríticas del Complejo Colón Coya habrían sido canalizados por el antiguo sistema de drenaje desde la CP hasta la CC, tapando los depósitos de la Formación La Cueva.

A continuación se describe de oeste a este las distintas Formaciones que aparecen en la CP, resaltando sus litologías y edades.

La Formación Abanico se encuentra formada principalmente por lavas básicas a intermedias con intercalaciones lacustres, flujos de ceniza y tobas ácidas, aumentando hacia el este las intercalaciones sedimentarias, en lo que de manera informal se ha llamado la franja este de la Formación Abanico, de edad Eoceno Superior-Mioceno Inferior (Aguirre, 1960). Esta se encuentra plegada hacia el oeste de la CP, y hacia el este de donde limita con las secuencias mesozoicas.

La Formación Farellones está formada principalmente por lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas y una alternancia de rocas volcanoclásticas más finas, de edad Mioceno Inferior-Superior (Klohn, 1960). Se encuentra solo levemente plegada.

El Complejo Colón Coya aflora en el borde oeste de la CP en la región de estudio, a la latitud de Rancagua y corresponde a un conjunto de depósitos de origen volcánico y sedimentario, que incluye acumulaciones de escombros, lavas y cenizas y depósitos aluviales, fluviales y lacustres, de edad Plioceno Superior (Gómez, 2001). Estos materiales rellenan un antiguo valle, excavado en rocas de las formaciones Farellones y Abanico producto de la actividad y posterior destrucción de un aparato volcánico que se formó sobre rocas de Formación Farellones (Gómez, 2001). La edad de los depósitos del Complejo Colón Coya sería inferior (Charrier y Munizaga, 1979) o similar (Godoy et al., 1994) al de lavas que representan el volcanismo plioceno en la región de estudio y que corresponden a las Coladas de Valle (Charrier y Munizaga, 1979).

La Formación Colimapu corresponde a una secuencia continental roja, consistente en areniscas y lutitas, conglomerados de matriz arenosa, con intercalaciones de tobas, lavas andesíticas y calizas, lateralmente discontinuas (Klohn, 1960), de edad Albiano-Hauteriviano

La Formación Lo Valdés corresponde a lavas andesíticas con intercalaciones sedimentarias marinas en su miembro inferior; calizas, calizas fosilíferas, calcilitas, lutitas y areniscas calcáreas en su miembro superior (González, 1963), de edad Tithoniano – Hauteriviano (Biró, 1964; Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam *et al.*, 1986).

La Formación Río Damas consiste en una secuencia continental de conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y pequeños niveles de yeso (Klohn, 1960), de edad Kimmerigiano (Thiele, 1980)

La Formación Río Colina corresponde a una secuencia sedimentaria marina, compuesta principalmente por calizas y lutitas calcáreas oscuras, lutitas fisibles finamente estratificadas, areniscas y conglomerados finos, con algunas intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas. Presenta yeso interestratificado y domos diapíricos de yeso que la intruyen (González, 1963), de edad Caloviano – Oxfordiano.

La Formación Nieves Negras consiste en una secuencia de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limonitas y brechas subordinadas en su base, con una serie rítmica de niveles gruesos de areniscas gruesas y niveles delgados de limonita en los niveles superiores (Álvarez *et al.*, 1997; Charrier *et al.*, 2002b), de edad Bathoniano-Caloviano Temprano (Álvarez *et al.*, 1997).

El volcanismo Plioceno en la región de estudio presenta afloramientos muy escasos y sólo las denominadas Coladas de Valle descritas en el Río Cachapoal han sido objeto de estudios de mayor detalle. La edad de estas lavas se ubica entre $1,8 \pm 0,2$ y $2,3 \pm 0,4$ Ma (Charrier y Munizaga, 1979).

El volcanismo Pleistoceno-Holoceno se encuentra representado en la región de estudio por la Unidad Volcánica Antigua (Pleistoceno; Thiele, 1980) y la Unidad Volcánica Nueva (Holoceno; Thiele, 1980). La Unidad Volcánica Antigua corresponde a esqueletos de volcanes extinguidos, formados principalmente por coladas andesíticas y traquiandesíticas. La distribución de estas coladas ocupan una importante superficie del área fronteriza con Argentina, constituyendo parte de las cumbres más altas de la Hoja Santiago, destacando los denominados Volcán Tupungato (6.550 m s.n.m.), cerro Marmolejo (6.150 m s.n.m.) y cordón del cerro Castillo (5.485 m.s.n.m). La Unidad Volcánica Nueva (Holoceno) corresponde a los volcanes que presentan manifestaciones históricas de actividad y, por lo general, se encuentran sobreimpuestos a la Unidad Volcánica Antigua. Está formada por coladas andesíticas frescas, con intercalaciones de mantos de brechas y piroclásticos menores. Destaca en la Hoja Santiago el Volcán Tupungatito (5.640 m s.n.m) y el Volcán San José (5.880 m s.n.m.)

CAPITULO III SUPERFICIES ELEVADAS DE BAJO RELIEVE

INTRODUCCIÓN

En la zona comprendida entre los paralelos 33°30'S y los 34°30'S Farías (2007) reconoció al menos 5 niveles de superficies de bajo relieve entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, en esta memoria se reconocen al menos 6, e incluso 7 superficies de bajo relieve entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, y por lo menos 6 en la Cordillera Principal, escalonadas, de extensión y de edades de formación probablemente variables, mediante el uso de imágenes satelitales.

El estudio, caracterización y correlación de las superficies de bajo relieve permitirá establecer conclusiones sobre los factores que han permitido su alzamiento y aportar información sobre los mecanismos que han permitido el alzamiento andino.

Se nombran las superficies de bajo relieve de manera genérica como: S1 a S12 independiente de si se encuentran en la Cordillera de la Costa, Depresión Central o Cordillera Principal.

Se asume que la numeración de las superficies de bajo relieve conlleva un carácter cronológico relativo y posteriormente en el Capítulo IV se discute con mayor profundidad.

MARCO TEÓRICO

GÉNESIS Y FORMACIÓN

Una peneplanicie es una superficie erosiva de bajo relieve que se desarrolla cerca del nivel base (Phillips, 2002), cuyo mecanismo principal de formación es mediante erosión fluvial lateral, que predomina sobre la erosión vertical.

En el trabajo de Davis (1899) se señala que la peneplanización resulta de la idea de la existencia de ciclos de erosión, lo que permitiría el desarrollo de una superficie de bajo relieve dominada por denudación y producida cerca del nivel base o nivel del mar (Phillips, 2002).

Sin embargo, esta idea se contradice con las pocas superficies planas alzadas que existen, y por el tiempo que se necesitaría para desarrollar una de estas superficies (varios millones de años).

Phillips (2002) plantea que la existencia de peneplanicies relictas es uno de 18 probables estados de desarrollo del paisaje, dado por las relaciones que existe entre las tasas de erosión/depósito y la respuesta isostática dada por la descarga erosiva o carga depositacional.

Babault et al. (2005) plantean que el desarrollo de superficies planas elevadas serían producto de procesos relacionados al piedemonte, basando su estudio en los Pirineos, en lo cual plantea la idea de que las superficies de bajo relieves reconocidas en esta zona es producto de la agradación de piedemonte de los sedimentos que provienen de la erosión de las montañas, lo cual induciría el alzamiento del nivel base de la cadena montañosa, reduciendo fuertemente la eficiencia erosiva de los sistemas fluviales y resultando en una progresiva morfología más suave. En resumen, plantea que las peneplanicies se desarrollarían a altas elevaciones si existe una barrera.

Farias et al. (2008) señala que no existe barrera en el caso de la peneplanicies relictas encontradas en la zona central de Chile, porque las superficies reconocidas se encuentran inmediatamente al este de los depósitos marinos Mioceno-Pleistocenos señalados por Encina et al (2006a, 2007).

Una peneplanicie debiera cumplir, entonces, con las siguientes condiciones para poder distinguirlas de las diferentes superficies planas como pediplanicie y *etchplain* (Cui et al., 1999). Estas condiciones son:

- a) una superficie erosiva, con erosión principalmente fluvial y subaérea
- b) desarrollada cerca del nivel base
- c) tener bajo relieve
- d) truncar todos los tipos de rocas de diferentes resistencias
- e) una extensión subcontinental
- f) representar la última etapa de un ciclo geomórfico

La última condición es una condición indispensable para ser una peneplanicie en el sentido de Davis.

METODOLOGÍA

La metodología utilizada correspondió al análisis topográfico mediante modelos de elevación digital. En estos modelos se trazaron perfiles de dirección este-oeste separados uno de otro por 10 km en los cuales se graficó la elevación mínima, media y máxima de esa banda. Los perfiles abarcaron la zona comprendida entre los 33°30'S y los 34°12'S, sin embargo, para el análisis de las superficies se extendió la zona hasta los 34°30'S, observando básicamente imágenes satelitales.

La utilización de valores promedio entre bandas como las descritas tiene ciertas ventajas; por ejemplo, en una zona donde se encuentran cumbres de igual altura y que son el remanente de una peneplanicie o una superficie erosiva plana, el perfil

topográfico sólo mostrará las cumbres por las que pasa el perfil; sin embargo, al tomar una banda de elevaciones y al graficar en él las máximas elevaciones este perfil mostrará todas las cumbres dentro de esta banda. Este método no es siempre directo en la identificación de superficies planas relictas ya que puede haber errores debido a simples coincidencias de los perfiles o que estos muestren otros tipos de superficies como superficies de depósito, valles glaciales, etc., por lo que este análisis debe ser siempre complementado con la observación de los modelos de elevación en tres dimensiones y con imágenes satelitales.

Posteriormente a su identificación, se agruparon las superficies, en primera instancia, según su altura, aunque esto no significa necesariamente una correlación de superficies. A continuación, se procedió a correlacionar uno a uno cada relictos de superficie según su distribución areal, su morfología y las estructuras que se encuentran entre ellas.

DESCRIPCIÓN DE SUPERFICIES

En esta sección se describirá la distribución de las superficies identificadas y clasificadas según su altura, en distintos sectores de la región de estudio, y luego se discutirá e interpretará su correlación por sector para finalmente llegar a una interpretación general según los datos existentes.

Se reconoció un total de 12 niveles que se pueden considerar como relictos de superficies planas a lo largo y ancho de la cordillera en el sector de estudio, que se presentan a continuación:

Nivel	Rango de alturas (m. s.n.m.)	Equivalencia Farías (2006)
S1	4100 - 4300	-
S2	3900 - 4000	-
S3	3.500 – 3600	-
S4.2	3100 – 3200	-
S4.1	2900 - 3000	-
S5	2600 – 2750	-
S6	2100 – 2200 (hasta 2300 CP)	Se1
S7	~ 2000	-
S8	1700 - 1800	Se2
S9	1.500 – 1.600	Se3
S10	1300 – 1400	-
S11	1100 – 1200	Se4
S12	750 - 850	Se5

Tabla 1. Superficies reconocidas en base a la elevación. En la columna de la derecha se muestra su equivalencia con las superficies identificadas por Farías (2006) para la Cordillera de la Costa.

Como hemos visto, la segmentación morfoestructural es un factor de primer orden al hablar de la geomorfología de la cadena montañosa, y da paso a una primera división para el análisis de la distribución de los relictos de superficies, de tal manera que en lo siguiente se referirá a tres grandes zonas de orientación norte-sur correspondientes a las Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC) y Angostura de Paine, y Cordillera Principal (CP).

CORDILLERA DE LA COSTA

Las superficies reconocidas en la CC se encuentran entre los 750 m.s.n.m. y los 2.250 m.s.n.m aproximadamente (superficies S12 a S6). Se encuentran preferentemente en la Cordillera de la Costa Oriental (CCE), sobre prácticamente cualquier tipo de sustrato

rocoso de los que conforman esta unidad morfoestructural, que corresponde a rocas volcánicas, volcano-clásticas, calizas, areniscas, conglomerados y rocas intrusivas de edad Cretácica Inferior tardío a Cretácico Superior temprano. Se reconocen en menor medida sobre rocas intrusivas de edad Paleozoico Superior temprano en el límite de la CCE con la Cordillera de la Costa Occidental (CCW). Las superficies presentes en este sector se desarrollan sobre las fallas documentadas en los mapas y hojas geológicas.

La relación que existe entre las superficies se muestra en forma de escarpes como quiebre topográficos y en los casos de existir fallas o estructuras que separan superficies, éstas no las siguen continuamente, de manera que las estructuras actúan solamente como límite erosivo; a pesar de lo anterior, no es posible descartar una actividad de dichas estructuras en todos los casos, ya sea por la escala del trabajo o porque en sectores faltan datos para demostrar alzamientos relativos o dislocaciones de superficies. Farias et al. (2006) plantea que el desarrollo del paisaje en esta zona es básicamente debido a procesos erosivos.

A continuación se procederá a describir cada superficie en orden creciente de altura.

-Superficie S12 :

Corresponde a la superficie más baja y tiene alturas comprendidas entre 750 y 850 m.s.n.m. Se distribuye a lo largo de toda la CCE y sólo en la franja ubicada entre los 33°50'S y los 33°59'S se la observa en la parte más oriental de la CCW (Figura 38).

Corresponde a cumbres de cerros y a sucesiones de cordones de similar altura. Al norte del Río Maipo estas superficies aparecen en interfluvios, y al sur del río Maipo aparece preferentemente en la cima de los cerros, y mucho menos en cordones. A unos 10 km al noroeste de la Laguna de Aculeo, se observa un cordón de bajo relieve que representa de mejor forma esta superficie (Figura 8). Posee una extensión de 10 km. aprox. de largo y unos 2 km en su parte más ancha (Figura 8 y Figura 9). Se labró sobre rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas de la Formación Lo Prado.



Figura 8. Superficie al noroeste de la laguna de Aculeo, en la Cordillera de la Costa Occidental. Exageración vertical 1.2

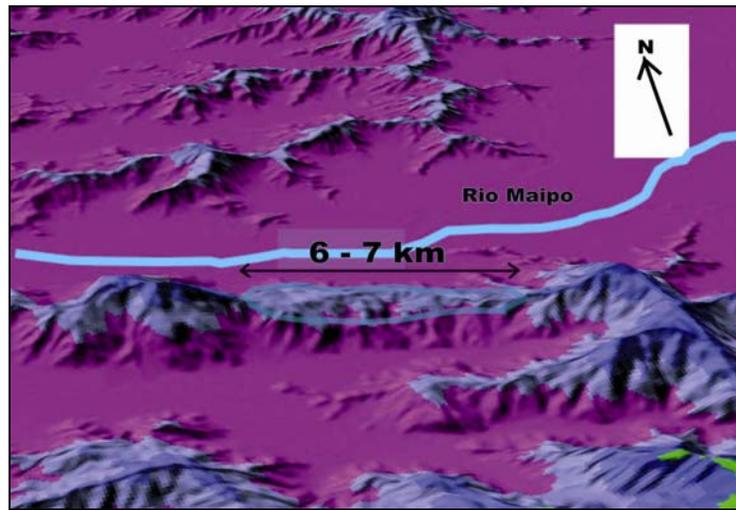


Figura 9. Misma superficie anterior, representativa de la Superficie S12. Exageración vertical 2.8

- Superficie S11 :

Corresponde a superficies que bordean los 1100 a 1200 m.s.n.m. Aparece, tanto en cimas de cerros como en interfluvios.

En la franja entre los 33°25'S y 33°45'S se encuentra en el límite oeste y este de la Cordillera de la Costa Oriental, luego desaparece más al sur y aparece nuevamente de

forma aislada entre los 34°10'S y los 34°19'S concentrada en el centro y al este de la CCE (Figura 38).

Al oeste de la laguna de Aculeo se observan 2 superficies de bajo relieve que representan estas superficies, las cuales presentan una forma triangular y están unidas por un interfluvio de la misma altura. Se desarrollan sobre rocas volcánicas mesozoicas de la Formación Veta Negra. El largo total de estas superficies, junto con el interfluvio es de 5,7 km aproximadamente (Figura 10)

Fuera del área de estudio, al sur de los 34°30'S, aparece formando las cimas de un interfluvio de morfología arqueada abierta hacia el norte, inmediatamente al norte del Río Tinguiririca y al oeste de la Angostura de Pelequén, en el límite este de la CCE. En él se reconoce una superficie de bajo relieve de morfología semielíptica de radios aproximados de 3 km y 2 km, reconocida sobre rocas sedimentarias, volcánicas y volcano-sedimentarias mesozoicas de la Formación Las Chilcas. (Figura 11 y Figura 12).

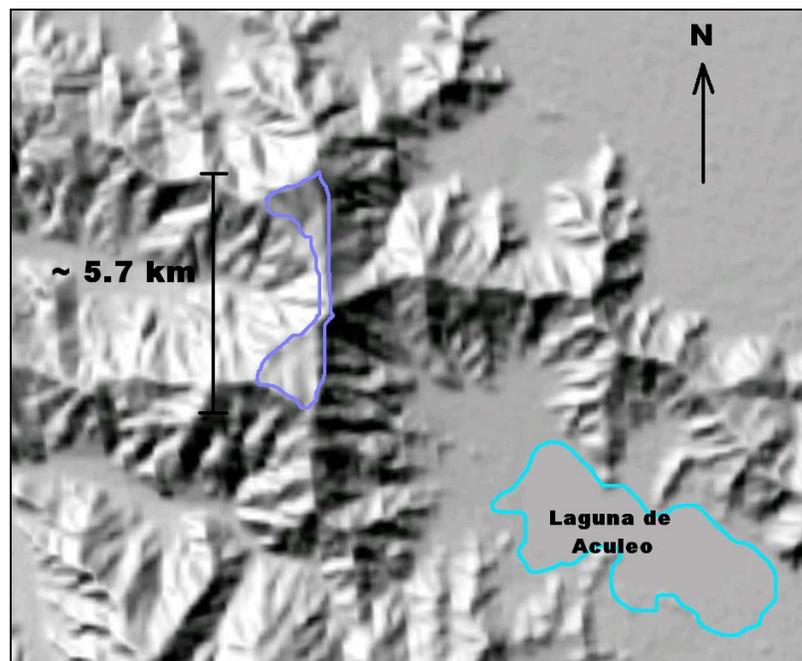


Figura 10. Superficie S11 encerrada en violeta.

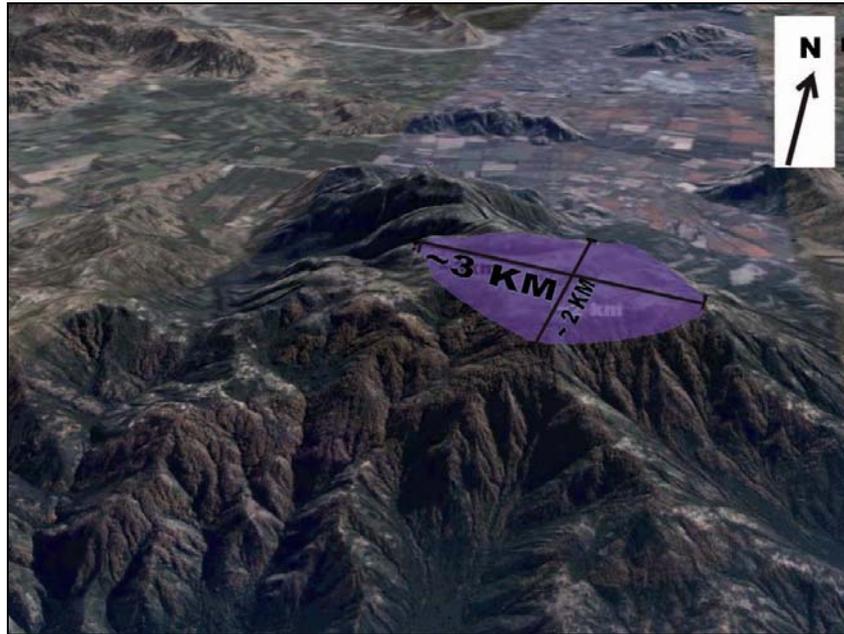


Figura 11. Superficie S11 ubicada al suroeste de la Angostura de Pelequén, en el límite este de la CCE. Exageración vertical 1.2

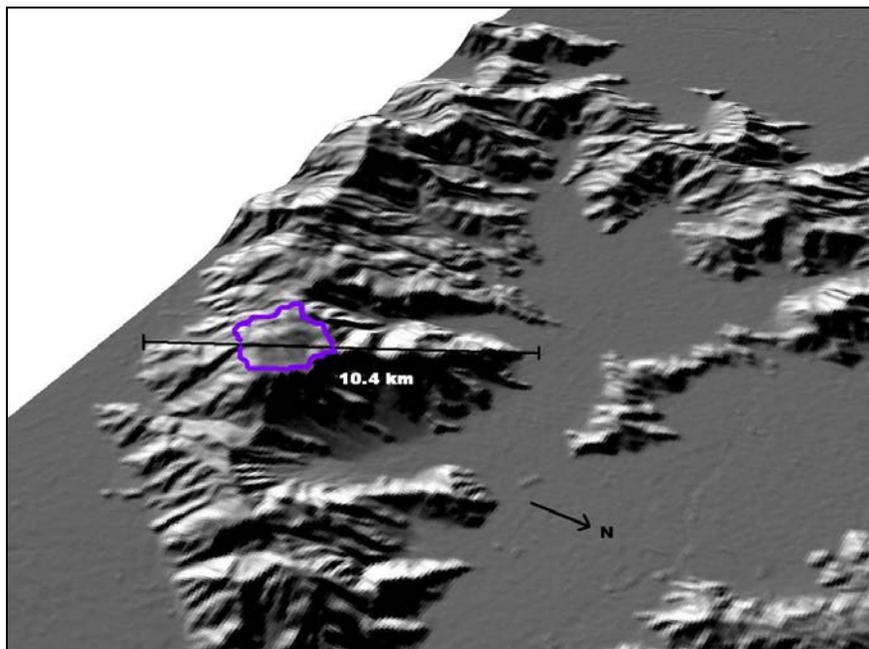


Figura 12. Superficie S11 al oeste de la Angostura de Pelequén. La cima con bajo relieve está encerrada en violeta. Exageración vertical 2.2

-Superficie S10 :

Las alturas que alcanzan estas superficies van entre los 1300 a 1400 m.s.n.m. Aparece aisladamente dentro de la franja dada por los paralelos 33°56'S y 34°09'S, tanto en interfluvios como en algunas cumbres de cerros (Figura 38). La superficie más representativa está dada por una cumbre ubicada a 43 km al noroeste de Rancagua, al norte del Estero Alhué (Figura 13), Altos del Hueque, la que posee un largo de 1,4 km aproximado, desarrollada sobre rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas de la Formación Lo Prado.

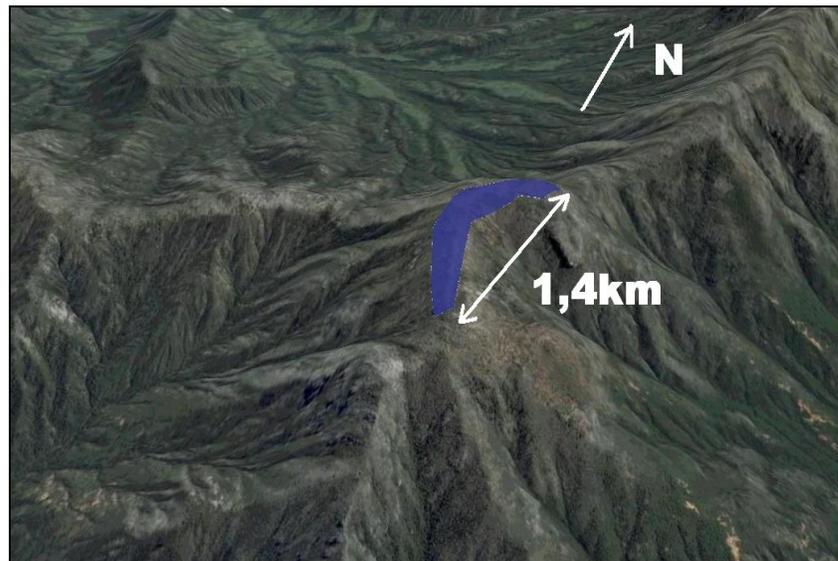


Figura 13. Superficie S10, encerrada en morado. Estas superficies son menos frecuentes y solo se conservan en algunas cumbres de cerros e interfluvios. Exageración vertical 1.2

-Superficie S9 :

Corresponde a superficies que alcanzan los 1500 a 1600 m.s.n.m. y al igual que la superficie S10 se presenta de manera aislada en la zona de estudio, situándose en la franja de los 33°54'S y 34°17'S (Figura 38), de preferencia hacia el este de la CCE.

En particular se encuentra bien desarrollada a 9 km al oeste de Graneros, al sur de Cerro Colorado, donde existe una superficie de unos 3 km de largo y de orientación NNE, con

una suave pendiente hacia el oeste, desarrollada sobre rocas volcánicas mesozoicas de la Formación Veta Negra (Figura 14)

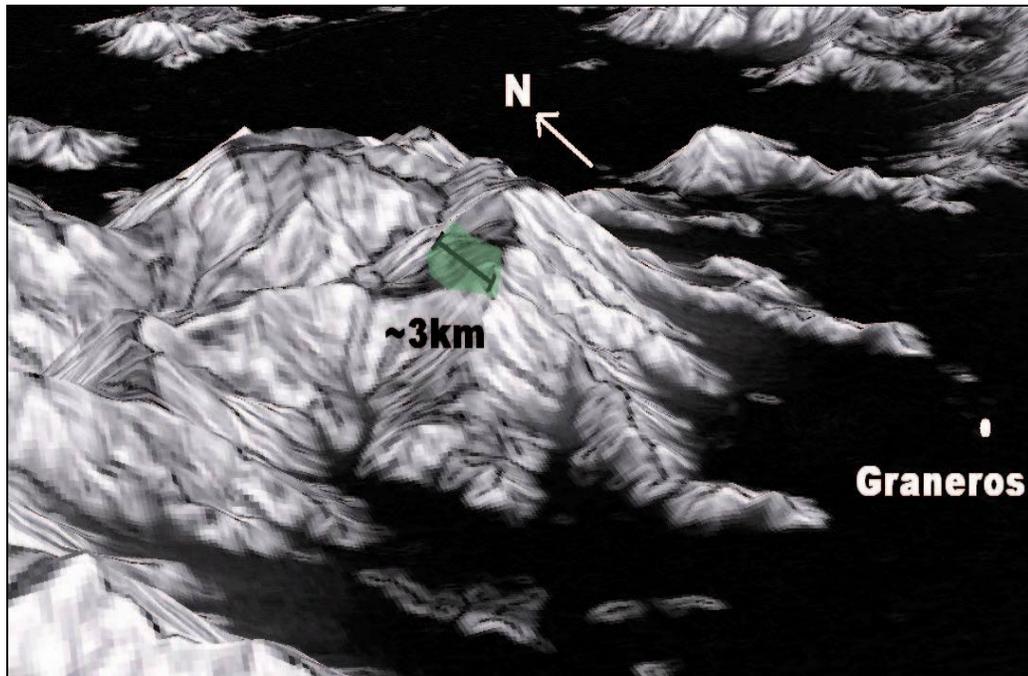


Figura 14. Superficie S9, encerrada en color verde. En esta imagen digital se muestra las pendientes, en negro pendientes suaves, en blanco pendientes fuertes. Exageración vertical 2.2

-Superficie S8 :

Esta superficie corresponde mayoritariamente a interfluvios y a la cima del cerro Poqui, alcanzando alturas de 1700-1850 m.s.n.m.

La superficie más representativa de S8 se encuentra en la parte sur de la franja de estudio, formando la cumbre alargada del cerro Poqui, ubicado a 22 km al suroeste de Rancagua (Figura 15). Este remanente posee una orientación NW con unos 600 m de largo y se ubica 13 km al noroeste del pueblo de Coinco. Se reconoce sobre rocas volcánicas mesozoicas de la Formación Veta Negra.

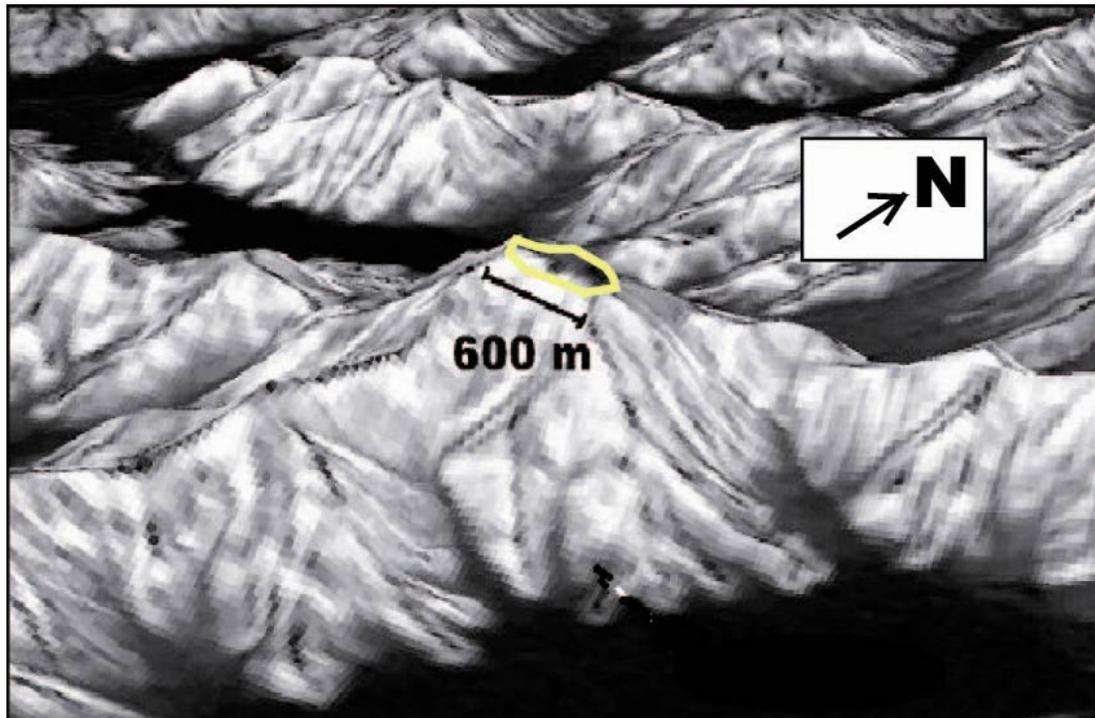


Figura 15. Superficie S8, encerrada en amarillo, ubicada 22 km al suroeste de Rancagua. Exageración vertical 2.2

-Superficies S7 :

Las alturas de estas superficies bordean los 2000 m.s.n.m. Se distribuyen dentro de la franja determinada por los paralelos 33°53'S y 34°07'S, hacia el sector medio y este de la CCE (Figura 38), correspondiendo a interfluvios y cumbres de cerros. Las superficies representativas están ubicadas al oeste de Angostura de Paine, una ubicada en un interfluvio a 21 km de la Angostura (S7.a), y otra a 11 km al suroeste de la Angostura (S7.b).

La primera posee una forma alargada, con unos 2,5 km de largo y una suave pendiente hacia el norte (Figura 16). Se reconoce sobre rocas intrusivas cretácicas. La segunda posee una forma mas irregular, y presenta un relieve un poco mayor que la primera (Figura 17). Se reconoce sobre rocas volcánicas mesozoicas de la Formación Veta Negra, rodeada por rocas intrusivas cretácicas.

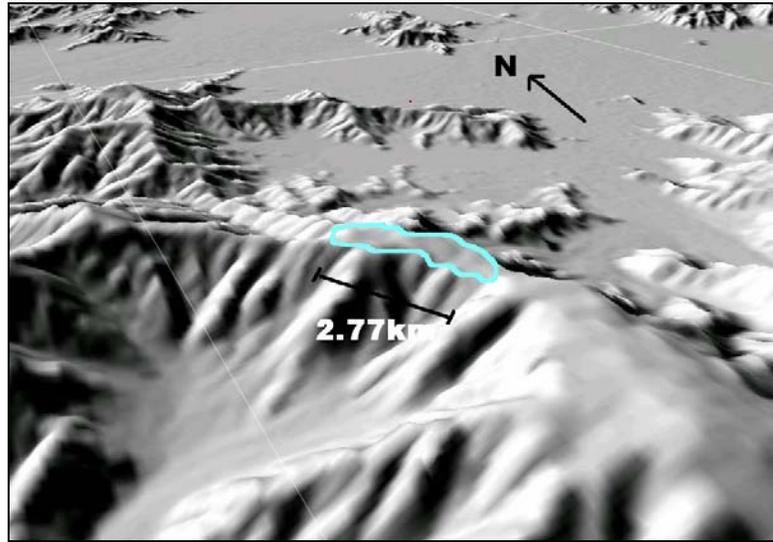


Figura 16. Superficies S7.a. La superficie está encerrada en cian. Exageración vertical 2.2

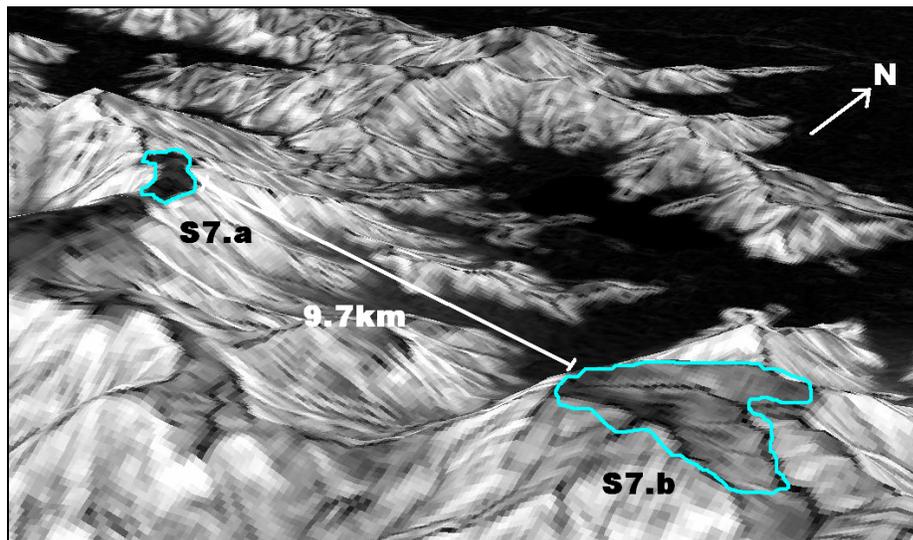


Figura 17. Superficie S7.b. Se observa las 2 superficies representativas de la Superficie S7, ambas encerradas en cian.

-Superficie S6 ■:

Corresponde a la más alta de las superficies que aparecen en la Cordillera de la Costa alcanzando alturas que bordean los 2100 -2200 m.s.n.m. Al ser la más alta, también es la que presenta menor desarrollo. Esta superficie es la que presenta el menor relieve de todas y, por ende, es la que se aprecia con mayor claridad (Figura 18 y Figura 19).

Corresponde al Cerro Cantillana, ubicado al oeste de la Angostura de Paine. Presenta una forma elipsoidal con el eje mayor orientado norte-sur y un largo aproximado de 4,7 km. Esta se desarrolla sobre rocas intrusivas y en mucho menor medida sobre rocas volcánicas cretácicas de la Formación Veta Negra.

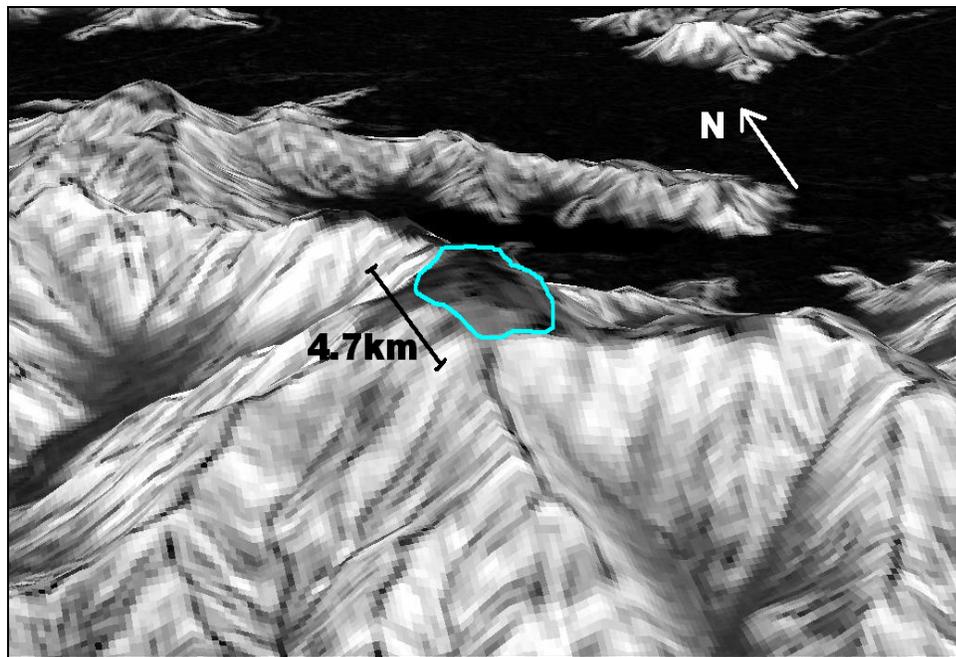


Figura 18. Superficie representativa de la Superficie S6 encerrada en cian. Exageración vertical 2.2

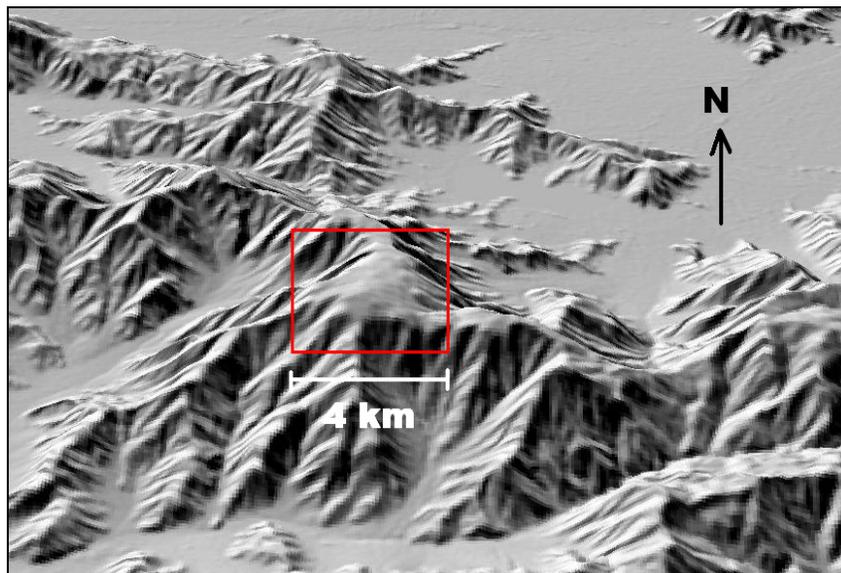


Figura 19. Imagen derivada del DEM, mostrando el relieve de la Superficie S6 en Cerro Cantillana, encerrada en rectángulo rojo. Exageración vertical 2.2

DEPRESIÓN CENTRAL Y ANGOSTURA DE PAINE

Las superficies reconocidas en la Depresión Central (DC) y en Angostura de Paine se encuentran entre los 750 m.s.n.m. y los 1650 m.s.n.m aproximadamente (superficies S12 a S9) (Figura 38)

Las Superficies aparecen como las cimas de los “cerros islas” que se encuentran en la DC, como las prolongaciones de la Cordillera de la Costa y de la Cordillera Principal, o como la unión de estas últimas dos morfoestructuras en el sector de Angostura de Paine. Las superficies ubicadas hacia el oeste y centro de la DC se encuentran dispuestas sobre rocas volcánicas, volcanoclásticas e intrusivas de edad Cretácico Inferior tardío a Cretácico Superior temprano, mientras que las rocas que se encuentran hacia el este de la DC se encuentran sobre rocas volcánicas e intrusivas de edad Eoceno a Oligoceno temprano.

En la zona donde se observa la relación de cada superficie con sus aledañas, ésta se muestra mediante quiebres topográficos, como los que se observan en la zona de Angostura de Paine. En esta zona se reconoce la Falla Portezuelo de Chada, la que sería la continuación al sur de la Falla Infiernillo (Fock, 2005), la que no genera un desplazamiento significativo entre las superficies, por lo que se puede inferir una naturaleza erosiva, por sobre estructural, de los distintos niveles que alcanzan estas superficies, por lo menos en esta zona, como lo planteado por Farias et al. (2006)

A continuación se procederá a describir cada superficie en orden creciente de altura y siguiendo la notación vista antes en esta sección.

-Superficie S12 :

Las alturas bordean los 750 a 850 m.s.n.m. aproximadamente.

Corresponde a la mayoría de los cerros islas encontrados en esta zona, a interfluvios y a algunos cerros que conforman las prolongaciones de la Cordillera de la Costa y de la Cordillera Principal dentro de la Depresión Central (Figura 38).

Unos 2 km al sureste de Calera de Tango se puede apreciar una superficie que presenta el menor relieve de las observadas en esta zona, para este nivel. Se desarrolla sobre rocas intrusivas cretácicas principalmente y, en parte, sobre rocas volcano-sedimentarias continentales mesozoicas de la Formación Lo Valle. Posee un largo de 900 m. aprox. y una forma de elipse irregular (Figura 20)

En la zona de Angostura de Paine, esta superficie se ve representada por una serie de cimas de cerros de orientación NW, entre los cuales está el Cerro Las Penas.

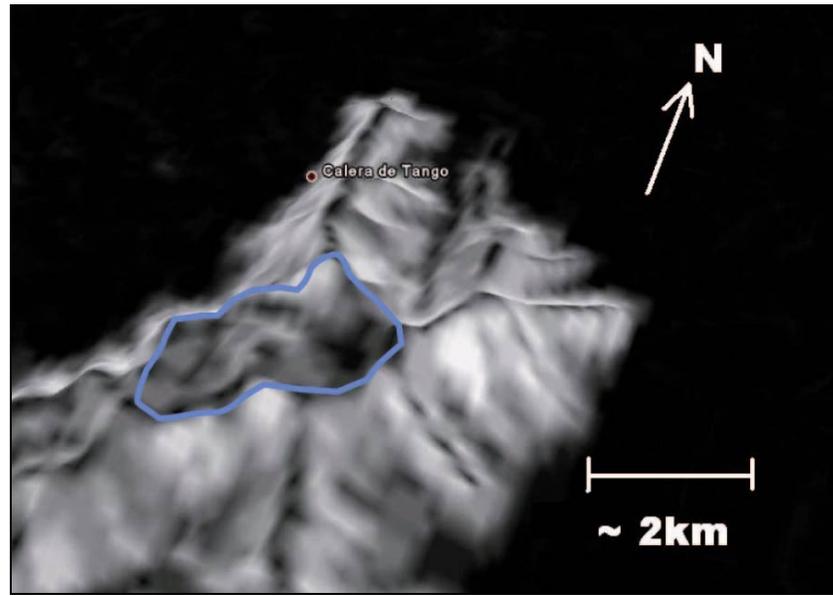


Figura 20. Superficie S12, encerrada en azul claro, ubicada hacia el sureste de Calera de Tango. Exageración vertical 2

-Superficie S11 :

La altura de estas superficies alcanza los 1100 a 1200 m.s.n.m. Corresponden a interfluvios y cumbres de cerros en menor medida. Al norte de Angostura de Paine y en el sector de sur del área de estudio, en la Angostura de Pelequén, estas superficies aparecen en el límite este y oeste de la DC respectivamente. En la zona de Angostura de Paine, esta superficie se representa por la cima de los cerros Challay y Negro, las que se reconocen sobre rocas de la Formación Abanico, y por dos interfluvios de orientación NS ubicados en el extremo oeste (Figura 21), labrados sobre rocas mesozoicas volcánicas y sedimentarias de la Formación Las Chilcas.

-Superficie S10 :

Estas superficies alcanzan alturas que bordean los 1300 a 1400 m.s.n.m. Se encuentra hacia el este de la DC, en Los Cerros del Principal, como interfluvios, y como la cima de un cerro al este del Cerro Cardo. Se encuentra sobre rocas intrusivas hipobasales del

Mioceno Inferior y rocas estratificadas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Abanico (Figura 21)

-Superficie S9 ■:

Corresponde a superficies que alcanzan los 1500 a 1600 m.s.n.m. Corresponde solamente a un interfluvio que aparece al este de la DC, en el sector norte de los Cerros del Principal. Posee un largo de casi 2 km aproximadamente. Se encuentra sobre rocas intrusivas hipoabisales del Mioceno Inferior (Figura 21)

-Superficie S8 ■:

La altura que alcanzan estas superficies bordea los 1700 a 1800 m.s.n.m. Corresponde al punto mas alto de los Cerros del Principal, el cual se encuentra sobre rocas intrusivas intrusivas hipoabisales del Mioceno Inferior (Figura 21)

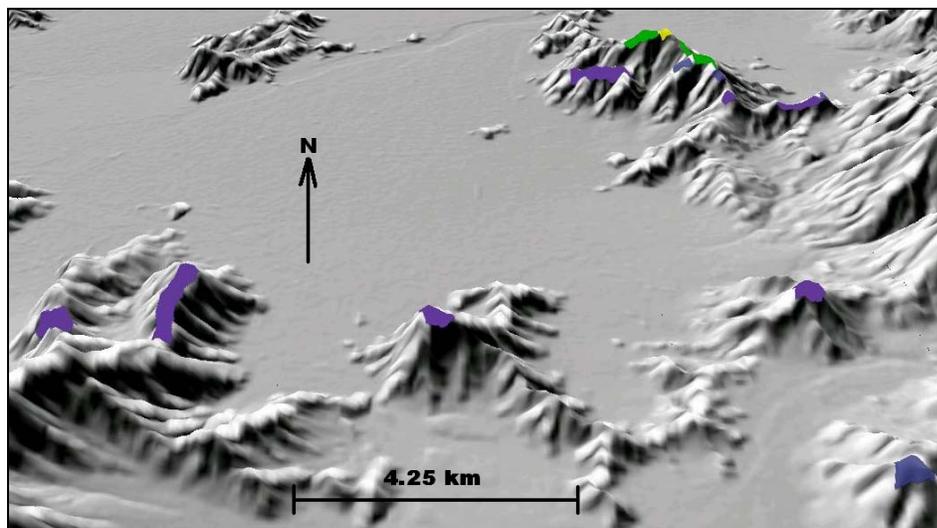


Figura 21. Superficies S11 a S8, en la Angostura de Paine. En violeta superficie S11, en azul pálido S10, en verde S9 y en amarillo S8. En la parte superior derecha de la imagen se observa la relación erosiva que existe entre las superficies. Exageración vertical 2.2

CORDILLERA PRINCIPAL

Las superficies reconocidas en la CP (Figura 38) tienen alturas que varían entre los 1300 a los 4500 m.s.n.m. aproximadamente (superficies S10 a S1).

Las superficies en esta zona se reconocen en interfluvios, en las cumbres de cerros, y además aparecen superficies planas elevadas de extensión importante como las ubicadas al este del Cerro San Ramón y en el sector de la Mina del Teniente.

En esta zona las superficies se encuentran labradas sobre rocas volcánicas, volcano-clásticas y sedimentarias pertenecientes a la Formación Abanico y Farellones, y sobre depósitos de remoción en masa, en la parte oeste y central, y a las Formaciones Mesozoicas reconocidas hacia el este de la zona de estudio.

Los límites de cada superficie y sus aledañas esta dado por estructuras de rumbo general norte-sur, donde se reconoce que entre cada nivel de las superficies se encuentra o se podría encontrar una falla asociada debido a la presencia de escarpes o diferencias de cotas significantes, por diferencia litológica, y por ultimo por una continua y gradual disminución de las alturas.

A continuación se procederá a describir cada superficie en orden creciente de altura, tomando en cuenta además los límites de cada superficie en caso de existir alguna estructura o alguna litología afectando el desplazamiento entre los niveles de las superficies.

-Superficie S11 :

Corresponde a la más baja de las superficies que se observan en esta zona, alcanzando los 1100 a 1200 m.s.n.m. Se reconoce en el extremo sur de un interfluvio (a) de orientación norte-sur, ubicado a 3.7 km al norte de la población Errázuriz, al norte de la unión de los ríos Cachapoal con Coya; en la superficie donde se ubica la Población Errázuriz, 1 km mas arriba (b). Por ultimo se reconoce una tercera zona unos 3. 5 km aproximados al este de la anterior (c).

La primera superficie (a) posee un largo aproximado de 3 km con una leve pendiente al sur. La segunda superficie (b) tiene forma de “L”, con un largo de 4,2 km aproximadamente, tiene una morfología suave y una suave inclinación hacia el oeste. La tercera superficie (c) tiene una forma más irregular, pero un relieve más plano, con una morfología similar a una terraza (Figura 22). Todas las superficies se encuentran sobre depósitos de remoción en masa de edad Plio-Pleistoceno, de la Formación Colón-Coya.

Limites

En el interfluvio (a), esta limita al norte con la superficie S10 de manera gradual y continua. Hacia el oeste, esta superficie se encuentra con una posible estructura, la que pertenecería a la prolongación sur del Sistema de Falla Pocuro-San Ramón (FPSR). Esta sería la responsable de la diferencia de 200 m. de altura entre esta superficie y el cordón que existe más al oeste donde se encuentra la superficie S8 (Figura 22)

La segunda superficie (b) limita al este con la superficie S10 de manera continua y gradual (Figura 21, Figura 22 y Figura 23)

La tercera superficie (c) limita al norte con la superficie S10, existiendo un pequeño desnivel, dado probablemente por la Falla La Juanita (Rivera y Falcón, 2000), con orientación EW. (Figura 22 y Figura 23)

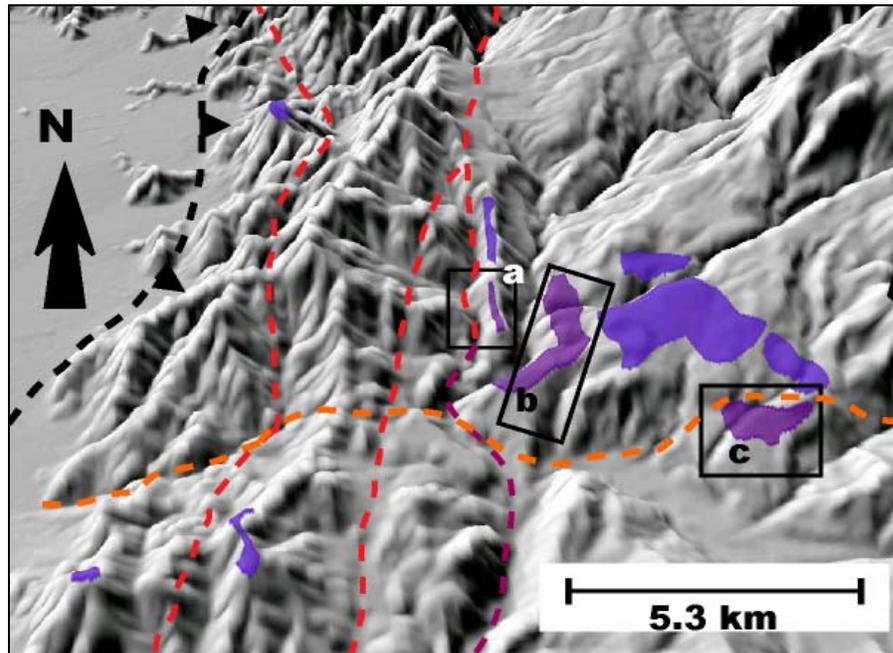


Figura 22. Distribución de las superficies S11 y S10 y sus límites cerca del exutorio del Río Cachapoal, y la confluencia del Río Coya. En lila y encerrada en negro se muestran las superficies S11 y en morado la S10. En negro la prolongación sur de la Falla Pocuro-San Ramón (FPSR), en rojo las estructuras asociadas a la FPSR, en naranja la falla La Juanita (Rivera y Falcón, 2000) y en granate la prolongación norte de la falla Oeste (Jara, 2007). Exageración vertical 2.

-Superficie S10 :

Corresponde a superficies que alcanzan los 1300 a 1400 m.s.n.m. Esta superficie se presenta de manera aislada con al menos ocho apariciones, donde se reconoce en cimas de cerros, interfluvios y en zonas de bajo relieve (Figura 22 y Figura 23)

Al este de los Cerros del Principal, en el límite oeste de la CP se reconoce 2 superficies (a) que corresponden a la cima de 2 cerros, las que poseen una morfología similar a una *strath terrace* (Figura 24)

Se reconoce en un interfluvio de orientación NS que sigue el curso del Río Coya (b), Esta superficie en este sector posee una leve inclinación al sur (como la continuación de la superficie S11) y un largo de 2.9 km aproximadamente (Figura 23).

Se reconoce como la cima de un cerro ubicado unos 12,5 km al este de la comuna de Graneros, al este del Cerro Corontillas (c), en el límite oeste de la CP. También se reconoce cerca de la desembocadura del Río Cachapoal en la DC, como la cima de los cerros El Tigre y Monte de León, en el límite oeste de la CP (d.1 y d.2) (Figura 23).

Al norte del Río Cachapoal, en la Loma del Quisco, y más al norte en el Cerro Llano, se reconoce 3 superficies de relieve suave, las que poseen una suave pendiente hacia el suroeste (e). De este grupo, la que abarca mayor extensión tiene una forma irregular, con un largo aprox. de 3.4 km (Figura 23).

Todas estas superficies descritas se encuentran sobre depósitos de remoción en masa de edad Plio-Pleistoceno de la Formación Colón Coya, salvo aquellas encontradas en el límite oeste de la CP (a, d.1 y d.2), las que se desarrollan sobre rocas de la Formación Abanico.

Límites

Las superficies encontradas en la zona al norte del Río Cachapoal y en el interfluvio (e y b) limitan con la superficie S11 de manera gradual y continua, hacia el oeste como hacia el sur, respectivamente. Las primera limitan hacia el este con la superficie S9 de manera continua y gradual; la segunda limita al norte con la superficie S9, también de manera continua y gradual, sin embargo aunque no limite con mas superficies al oeste, se podría inferir la presencia de una estructura al oeste de esta superficie por el desnivel que existente entre ésta y el cordón montañoso ubicado mas al oeste (Figura 23)

Las superficies que se reconocen en las cimas de cerros al oeste de la CP (a, c y d), no limitan con otras superficies, sin embargo es posible que limiten al oeste con la prolongación sur de la Falla Pocuro-San Ramón. Las superficies encontradas cerca de la desembocadura del Río Cachapoal (d) posiblemente limiten al este con la prolongación norte de la “falla oeste” descrita por Jara (2007) o con alguna estructura paralela a ésta (Figura 23 y Figura 24)

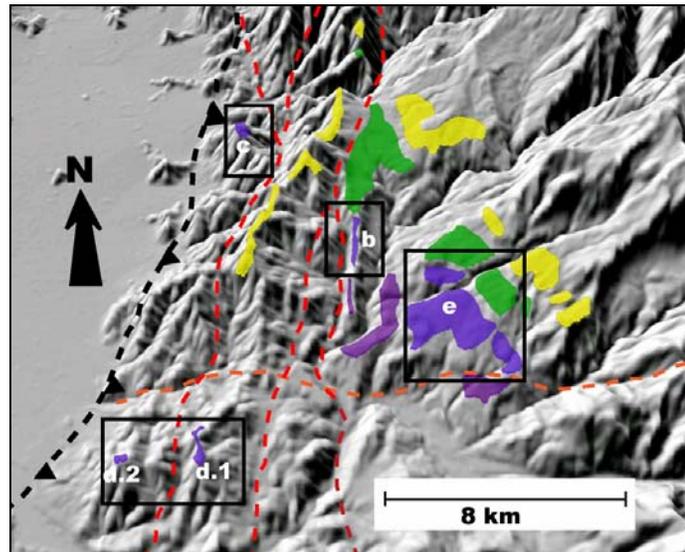


Figura 23. Distribución de las superficies S11, S10, S9 y sus límites cerca del exhutorio del Río Cachapoal, y la confluencia del Río Coya. En lila se muestran las Superficies S11, en morado S10, en verde S9 y en amarillo S8. En negro la prolongación sur de la FPSR, en rojo las fallas asociadas a la FPSR, en naranja la falla La Juanita (Rivera y Falcón, 2000) y en granate la prolongación norte de la falla Oeste (Jara, 2007). Exageración vertical 2.

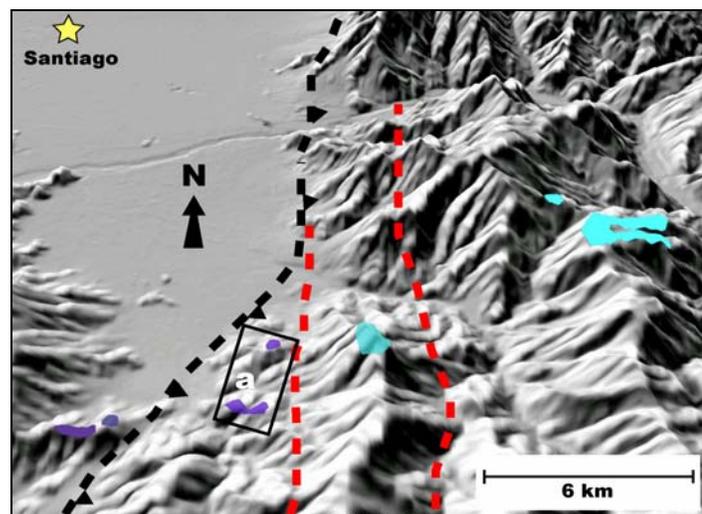


Figura 24. Distribución de las superficies S11 (a), S10, S6 y los límites entre estas, cerca del exhutorio del Río Maipo. En la parte inferior izquierda se observa la existencia en la DC de la superficie S11 y S10. En morado la Superficie S11, en lila S10, en calipso S6. En color negro la prolongación sur de la FPSR, en rojo las fallas asociadas a la FSR. Exageración vertical 2.

-Superficie S9 [REDACTED]:

Estas superficies poseen alturas que van entre los 1500 a 1600 m.s.n.m.

Se divide en 4 zonas donde se reconoce estas superficies. La primera (a) se presenta de manera extensa en el área de la mina de El Teniente y corresponde a la superficie más baja de éste, donde se ubican los relaves. Posee una morfología suave, tiene unos seis kilómetros y medio de largo, se dispone subhorizontal con leve inclinación hacia el suroeste, abarcando el límite norte de un interfluvio de orientación NS que sigue el curso del Río Coya (Figura 25)

La segunda zona se reconoce al norte del Río Cachapoal como 2 superficies separadas por una quebrada (b). Poseen una morfología suave y una leve inclinación hacia el oeste. Posee un largo aproximado de 5 km y una forma semielíptica. En la tercera zona (c) esta superficie se presenta como la cumbre del Cerro Los Baños, unos 3 km al sur del Río Cachapoal (Figura 27)

La cuarta zona (d) se reconoce en la cima de un cerro ubicado a 0,8 km al sur del Cerro Tres Puntas, ubicado en el estero Codegua. Posee una morfología similar a un *strath terrace* (Figura 25 y Figura 26)

Las superficies a y b se encuentran sobre depósitos de remoción en masa de edad Plio-Pleistoceno. Las superficies c y d se encuentran sobre rocas de la Formación Abanico.

Límites

En la primera zona (a), esta superficie limita al oeste mediante una posible estructura con la superficie S8, donde se reconoce un rechazo de unos 150 m. aproximadamente. Al este pasa de forma gradual hacia la superficie S8. Al sur pasa hacia la superficie S10 de manera gradual y continua.

En la segunda zona (b), esta superficie limita al oeste con la superficie S10 de manera continua y gradual. Sin embargo, al este limita con la superficie S8 posiblemente mediante una estructura, debido a la existencia de un pequeño quiebre en la topografía (Figura 25).

En la tercera zona (c), en la cumbre del Cerro Los Baños, esta superficie no limita con otras superficies, sin embargo, se reconoce al este de esta superficie, la probable prolongación norte de la “falla oeste” descrita por Jara 2007, la que sigue el curso del Río Cauquenes, debido a que existe un desnivel de 150 a 200 m. entre esta superficie y un cerro ubicado al este (Figura 27)

En la cuarta zona (d), esta superficie limita hacia el norte con la superficie S8 mediante una posible falla de orientación EW, descrita por Rivera y Falcón (2000), la que se presenta como un lineamiento en las imágenes, existiendo un desnivel de unos 250 – 300 m entre las superficies (Figura 25 y Figura 26)

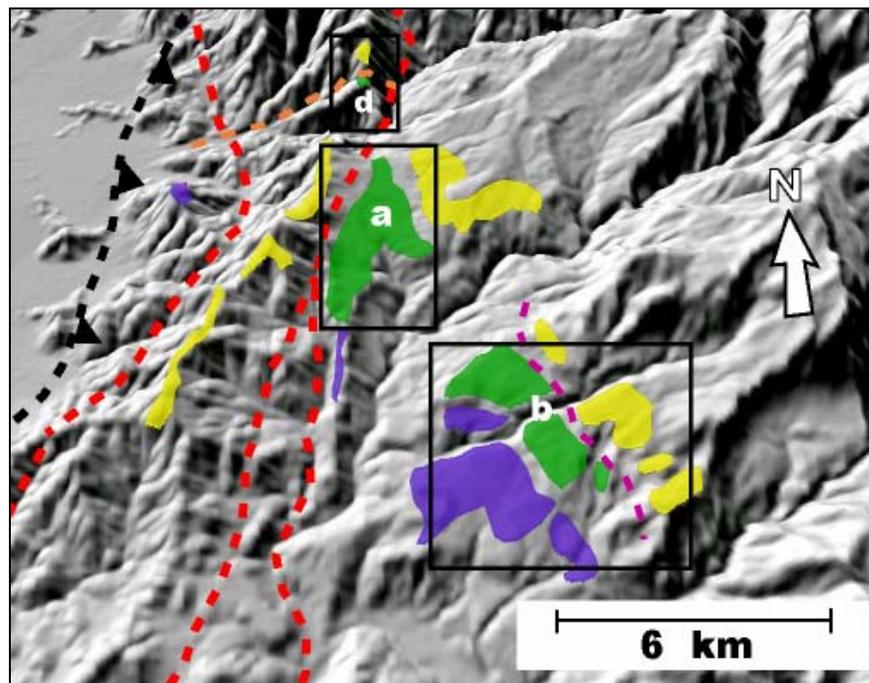


Figura 25. Distribución de las superficies S10, S9.a, S9.b, S9.d y S8, los límites entre estas, entre el Río Cachapoal y el estero Codegua, ubicado en la parte superior de la figura. Exageración vertical 2.

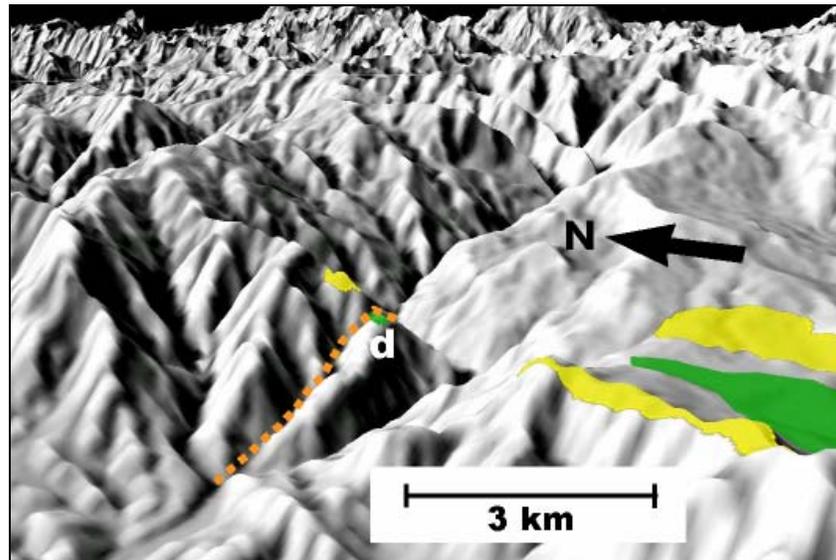


Figura 26. Distribución de las superficies S9.d en el estero Codegua y su límite mediante una estructura de orientación EW. En naranja se observa la estructura mencionada, en verde las Superficies S9.d y en amarillo S8. Exageración vertical 2.

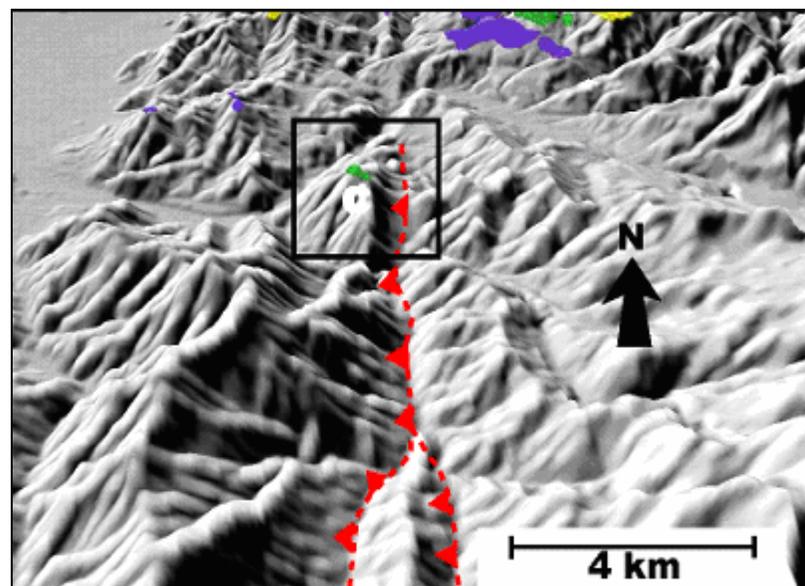


Figura 27. Distribución de las superficies S9.c y la falla oeste. En color rojo la falla oeste y en verde la superficie S9.c. Exageración vertical 2.

-Superficie S8 :

Posee alturas que alcanzan los 1700 a 1800 m.s.n.m.

Se reconoce en el cordón montañoso ubicado aproximadamente 16 km al este de la comuna de Graneros, al norte de Rancagua (a). Posee una leve inclinación hacia el sur, forma alargada, y un largo de 11 km aproximadamente (Figura 28)

También se reconoce al oeste de la mina El Teniente, inmediatamente al este de la superficie S9. Tiene una leve inclinación hacia el oeste, una forma irregular de L. Es la más representativa debido a que el relieve es más suave (b),

Existen 3 superficies más que se reconocen inmediatamente al norte del estero Clonqui (c, d y e), con una leve inclinación al suroeste, y un largo total de 6 km aprox.

Una última superficie se reconoce al norte del estero Codegua, inmediatamente al norte de la superficie S9.d, la cual se reconoce como la cima del Cerro Tres Puntas (f), la cual posee una morfología similar a una *strath terrace*.

Las superficies ubicadas en las zonas b, c, d y e se encuentran sobre depósitos de remoción en masa. Las superficies a y f se desarrollan sobre rocas de la Formación Abanico.

Límites

En la zona a, esta superficie limita al este con las superficies S9, S10 y S12, de norte a sur respectivamente, mediante una posible estructura de orientación norte-sur, debido al desnivel que existe entre estas superficies.

Al oeste, esta superficie limita con la superficie S10 (este del Cerro Corontillas, zona c) mediante una probable estructura de orientación norte-sur, paralela a la nombrada anteriormente.

Esta superficie rodea a la superficie S6 ubicada en la cima del Cerro Los Lunes, donde existe un desnivel de 100 m aprox., limitándola tanto al norte como al sur, mediante fallas de traspaso según Rivera y Falcón (2000) (Figura 30)

En la zona b se reconoce un paso continuo desde la superficie S9 reconocida inmediatamente al oeste; sin embargo, se podría inferir un contacto por estructuras con

la superficie S7 y S6, ubicadas inmediatamente al este, debido a la existencia de un pequeño escarpe que se observa inmediatamente al norte de ésta, y que se puede continuar mas al sur.

En la zona c, d y e, esta superficie limita al oeste con la superficie S9 mediante una posible estructura de orientación NS debido a la existencia de un pequeños escarpe que se continua hacia el norte. En esta zona también se reconoce un pequeño escarpe al este de esta superficie, con lo que podría existir otra estructura paralela a la anteriormente mencionada, la que limitaría esta superficie hacia el este (Figura 29 y Figura 30)

En la zona f, esta superficie limita hacia el sur con la superficie S9.d mediante una estructura de orientación EW descrita por Rivera y Falcón (2000). Hacia el norte limita con la superficie S7 mediante un escarpe erosivo (Figura 30)

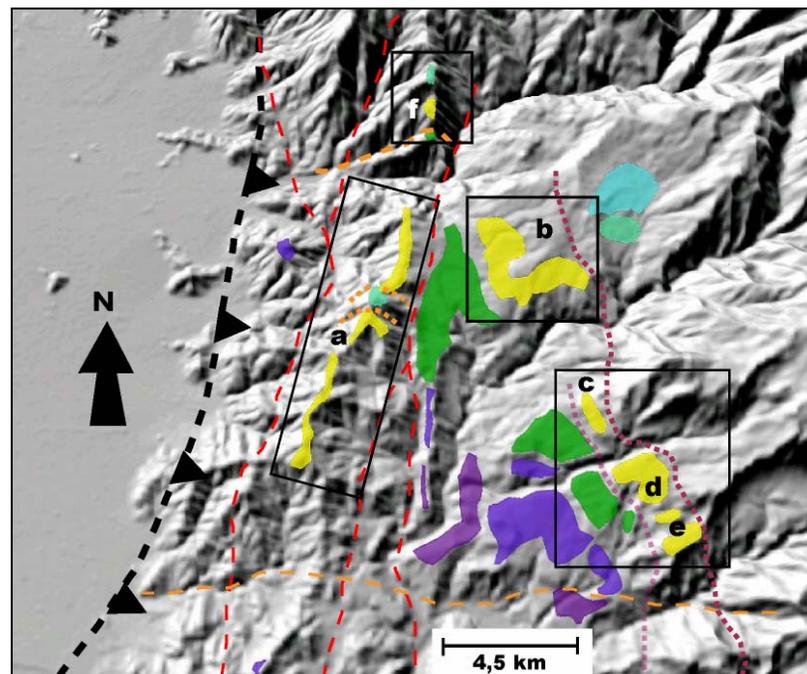


Figura 28 . Distribución de las posibles superficies S8, sus límites y relaciones con las otras superficies. En lila la superficie S11, en morado S10, en verde S9, en amarillo S8, en verde agua S7, en calipso S6. En color negro aparece la FPSR, en rojo las fallas asociadas a la FPSR, en naranja las estructuras de orientación EW, en rosado y granate las posibles fallas que limitan la superficie S8. Exageración vertical 2.5

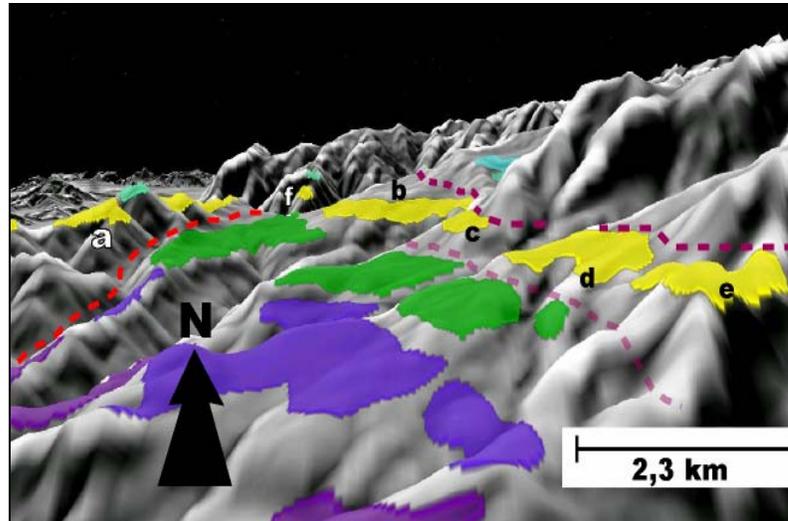


Figura 29 . Distribución de las superficies S8. En esta imagen se aprecia los desniveles que existen entre las superficies S8 y S9 (izquierda y centro de la imagen), S8 y S7 (al fondo, S8.b y S8.f) y la posible estructura que limita al este de esta superficie. En lila la superficie S11, en S10, en verde S9, en amarillo S8, en calipso S6. En rojo la falla asociada a la FPSR, en rosado y granate las posibles fallas que limitan la superficie S8. Exageración vertical 2.5

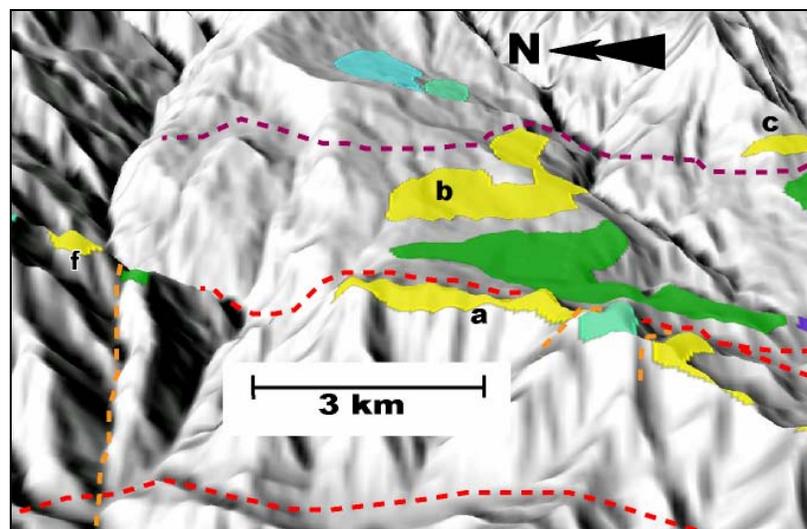


Figura 30 . Distribución de las superficies S8. Se aprecia como las estructuras poseen una orientación norte-sur (en rojo y granate) y EW (en naranja). En lila la superficie S11, en morado S10, en verde S9, en amarillo S8, en verde agua S7, en calipso S6. Exageración vertical 2.5

-Superficie S7 :

La altura de estas superficies bordea los 2000 m.s.n.m aproximadamente.

Se presenta de manera aislada, en las cumbres de los Cerros Los Lunes (a), ubicado a 16 km al este de la comuna de Graneros; inmediatamente al norte del Cerro Tres Puntas (b), cerca del estero Codegua, y en una superficie ubicada en la zona de la mina de El Teniente, unos 3 km al sureste de la fundición de Caletones (c), la que posee una morfología suave y semielíptica, con una suave inclinación hacia el sur, y un largo de 1,5 km aproximadamente (Figura 31)

Las superficies S7.a y S7.b se desarrollan sobre rocas de la Formación Abanico, en cambio la superficie S7.c se reconoce sobre depósitos de remoción en masa.

Límites

La primera superficie limita al norte y sur probablemente mediante fallas de traspaso de orientación EW (Rivera y Falcón, 2000) con la superficie S8, en cambio limita al oeste y al este, con la superficie S11 y S9 respectivamente, mediante unas probables ramas de la prolongación sur de la FSR, de orientación NS.

La segunda superficie limita al sur con la superficie S8 por medio de un escarpe erosivo.

La tercera superficie limita al norte con la superficie S6 de manera continua y gradual, y al oeste con la superficie S8 mediante una posible estructura, dada por la existencia de un pequeño escarpe entre ellas (Figura 30 y Figura 31)

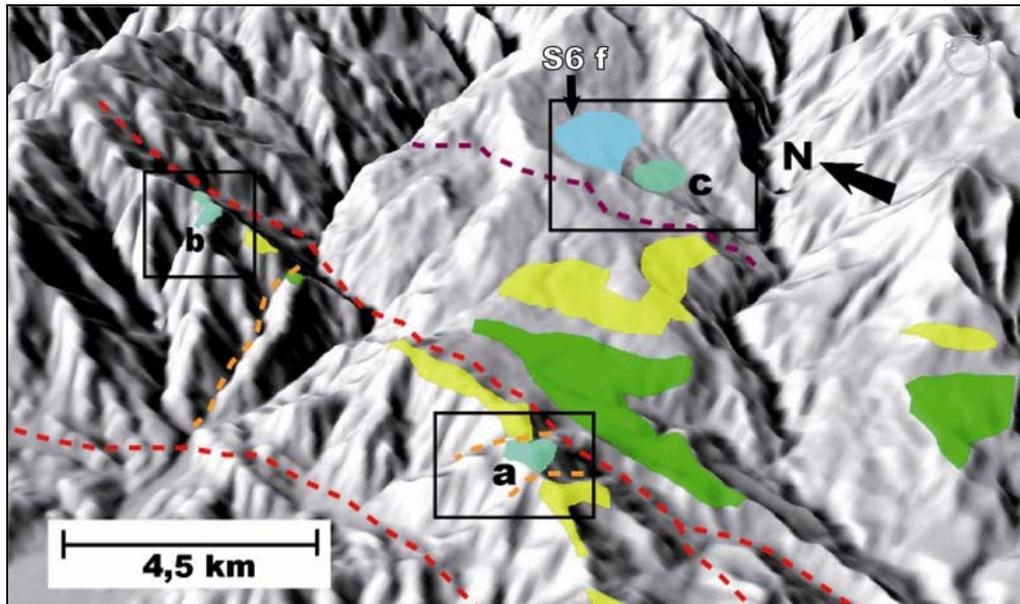


Figura 31. Distribución de las superficies S7, sus límites y su relación con las otras superficies. En verde agua las superficies S7, en amarillo S8, en verde S9. en rojo las estructuras asociadas a la FSR. En granate la posible estructura que limita S7 con S8 al oeste. Exageración vertical 2.5

-Superficies S6 ■:

Las alturas de estas superficies bordean los 2100 a 2300 m.s.n.m. (en la CP 2100 a 2300 m.s.n.m, en la CC 2100 a 2200 m.s.n.m.).

Se reconocen de manera aislada como la cumbre de cerros y en interfluvios, concentrándose entre los 33°38'S y los 33°46'S, y entre los 70°30'W y 70°.

Aquí se divide en 5 zonas (Figura 33):

a) cumbre del Cerro Blanco, 5 km al sur del pueblo de La Retamilla. Se encuentra sobre rocas intrusivas de edad Mioceno Inferior a Mioceno Medio.

b) cumbre del Cerro del Papagayo, y un interfluvio con forma de herradura abierta hacia el este, 8 km aproximadamente al oeste del pueblo de San Alfonso. Se encuentra sobre rocas volcánicas de edad Mioceno Inferior a Mioceno Medio, pertenecientes a la Formación Farellones.

- c) Un interfluvio ubicado entre el Alto de la Yareta por el oeste y cerro de Las Iglesias por el este, de orientación NEE-SWW, con un largo de 8 km aproximadamente. Se desarrolla en su parte oeste sobre rocas de la Formación Abanico de edad Oligoceno a Mioceno, y en su parte este sobre rocas de la Formación Farellones.
- d) Una superficie plana, con una forma triangular parecida a un *strath terrace*, con una leve inclinación hacia el oeste, unos 3 a 4 km al sureste de la comuna de San José de Maipo. Se desarrolla sobre rocas volcano-clásticas y volcánicas de la Formación Abanico.
- e) Una superficie parecida a un *strath terrace*, en el Cerro San Alfonso, cerca de 2000 m sobre el pueblo del mismo nombre. Al igual que la anterior, se desarrolla sobre rocas volcano-clásticas y volcánicas de la Formación Abanico.

Una última zona se reconoce también en la zona de la mina de El Teniente (f), como una superficie plana, semielíptica, con una pequeña inclinación hacia el sur de unos 2,6 km de diámetro mayor (Figura 31). Esta superficie se desarrolla sobre depósitos de remoción en masa de edad Plio-Pleistoceno.

Límites

La superficie S6.a limita al oeste con S10 mediante una posible estructura de orientación norte-sur descrita por Thiele (1980), existiendo una diferencia de 1000 m entre las superficies. Hacia el este, no limita en sentido estricto con otra superficie, pero se reconoce otra estructura de orientación norte-sur. Al sur limita con la superficie S5, mediante un escarpe, aparentemente erosivo.

La superficie S6.b es truncada al oeste por una falla de rumbo norte-sur.

La superficie S6.c se desarrolla sobre 2 estructuras de rumbo norte-sur, y las superficies S6.d y S6.e limita al este con la superficie S5 mediante un escarpe erosivo, el que se deba probablemente a una diferencia litológica entre las superficies (Figura 33).

Finalmente la superficie S6.f limita hacia el sur con la superficie S6 de manera continua y gradual. Hacia el oeste limita con la superficie S8 mediante una posible falla, debido a la presencia de un pequeño escarpe (Figura 31)

-Superficie S5 :

Esta superficie alcanzan alturas que van entre los 2600 a 2750 m.s.n.m.

Se reconocen en interfluvios, en cumbres de cerros y en el *plateau* que existe atrás del Cerro San Ramón.

Esta superficie se puede dividir en 5 zonas (Figura 33), siendo las más representativas aquellas ubicadas al norte y al este del Cerro San Ramón.

a) Cumbre del Cerro de La Provincia, la que se desarrolla sobre rocas de la Formación Abanico.

b) Tres superficies atrás del Cerro San Ramón: una cima de un cerro ubicado al norte del sector de los azules y 2 franjas subparalelas con forma de “L”, de largo aproximado entre 7 y 8 km, desarrolladas en parte sobre rocas de la Formación Farellones.

c) Una cima de un cerro existente entre el Cerro La Tinaja y Cerro Tres Esteros, a 7 km al este de la Comuna de San José de Maipo, y una superficie de forma irregular que se encuentran rodeando al Cerro San Lorenzo, ubicada al este del Río Volcán, entre la Comuna de San José de Maipo y la localidad de El Ingenio, con un largo aproximado de 11 km Ambas desarrolladas sobre rocas de la Formación Farellones. Posee una leve inclinación hacia el oeste.

d) Tres interfluvios de rumbo norte-sur ubicados al oeste del Río Volcán, entre los 70°30'S y los 70°20'S, con un largo que va entre los 3 y 4 km aproximadamente. El interfluvio reconocido hacia el extremo oeste se reconoce sobre rocas de la Formación Abanico; el interfluvio reconocido hacia el extremo este y en el centro se encuentra sobre rocas de la Formación Farellones.

e) Un interfluvio de orientación EW, con una inclinación hacia el oeste, de largo 4 km aproximadamente, el que se desarrolla sobre rocas de la Formación Abanico, ubicada al SE de Angostura de Paine (Figura 32 y Figura 34)

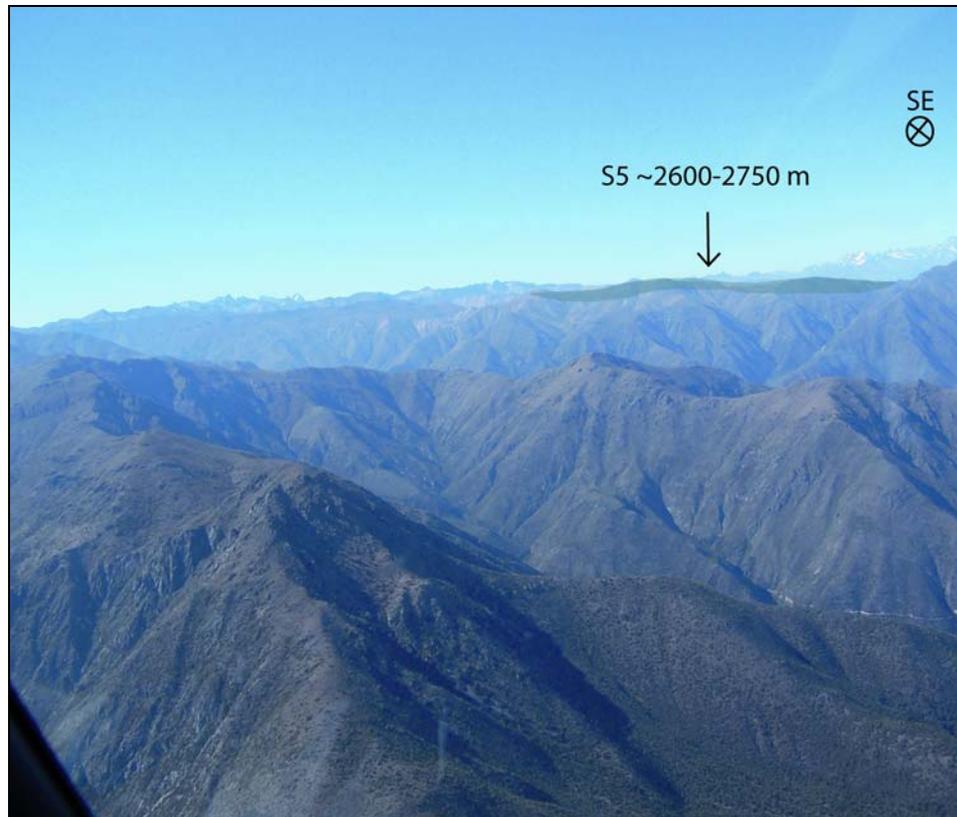


Figura 32. Superficies S5 encerrada en color verde, ubicada en un interfluvio al este de Angostura de Paine.

Límites

La primera superficie, ubicada en el Cerro La Provincia, hacia el oeste y este no limita con una superficie de otro nivel, sin embargo es truncada hacia el oeste por la Falla Pocuro-San Ramón (FPSR) y hacia el este con una posible rama de esta misma falla. Al sur esta superficie limita con la superficie S4.2, correspondiente a la cima y al interfluvio asociado al Cerro San Ramón.

La segunda superficie ubicada en el *plateau* atrás del Cerro San Ramón, limita hacia el este de forma continua y gradual, con la superficie S4.1. Hacia el oeste pasa a la superficie S4.2 mediante una posible falla que sería una rama de la FPSR.

La tercera superficie es limitada hacia el este por la superficie S4.1, no observando o reconociendo alguna estructura o cambio litológica que la pudiera afectar. Hacia el oeste, es limitada por la superficie S6, debido probablemente a un cambio litológico.

La cuarta superficie, en su extremo occidental, es truncada, tanto hacia el oeste como hacia el este, por 2 estructuras de rumbo norte-sur, reconociendo hacia el oeste de la estructura mas occidental, la superficie S10. En esta misma subzona, hacia el norte se reconoce el paso gradual hacia la superficie S6, y hacia el sur se reconoce el paso gradual hacia la superficie hacia S4.1. La superficie ubicada hacia el extremo este de esta zona, es limitada hacia el sur por la superficie S4.1. En esta subzona, la superficie se encuentra afectada inmediatamente al oeste por un sinclinal de rumbo norte-sur.

Al centro de esta zona, se reconoce un tercer interfluvio el cual limita hacia el sur con la superficie S4.1.

Por ultimo, la quinta zona o superficie S5, limita al este con la superficie S4.1 mediante una falla de rumbo norte-sur.

-Superficie S4:

Esta superficie alcanza alturas que van entre los 2900 y los 3000 m.s.n.m. para la superficie S4.1, y 3100 a 3200 m.s.n.m. para la superficie S4.2

Se reconoce en interfluvios, cimas de cerros, en superficies planas, y en superficies rodeando a otras superficies (Figura 33).

S4.1

Estas superficies se pueden encontrar en 3 sectores:

- a) En una superficie de bajo relieve hacia el este del Cerro San Ramón, en el *plateau* que existe detrás de él, inmediatamente al oeste del cordón La Gloria. Posee una forma de campana irregular, con un largo de 5 km aproximadamente en dirección NEE Posee una leve inclinación hacia el oeste. Se desarrollan sobre rocas de la Formación Farellones.

- b) Al este del Río Volcán, entre la confluencia de los Ríos El Volcán y Yeso por el sur y el morro Las Tórtolas por el norte. En esta zona se observan 6 superficies que bordean al Cerro Piuquencillo por el norte y al Cerro san Lorenzo por el sur. Estas superficies poseen variadas formas, como semielípticas, alargadas, irregulares. Hacia el sur de esta zona, destaca una superficie que posee una forma alargada siguiendo el interfluvio donde se desarrolla. Esta posee un largo de 2,7 km y se encuentra sobre rocas de la Formación Farellones. El resto de las superficies de este sector se desarrollan sobre rocas de la Formación Farellones
- c) En unos interfluvios de forma irregular alargados en orientación norte-sur, separados por el Río Peuco, ubicados al este y sureste de Angostura de Paine, donde están los cerros Hornilla (interfluvio norte) y La Punta (interfluvio sur). Poseen un largo que entre 4 y 5 km aproximadamente, con una muy leve inclinación hacia el oeste. Se desarrollan sobre rocas de la Formación la Formación Abanico y Farellones.

Límites

La primera superficie limita hacia el oeste y norte de manera gradual y continua o mediante un posible control litológico, con la superficie S5, y hacia el sureste limita con la superficie S2 de manera relativamente continua y a erosión, ya que S2 se encuentra a una distancia de 4 km de esta superficie.

Las superficies ubicadas en la segunda zona limitan hacia el oeste con la superficie S5 de manera continua y gradual o debido a cambios en la litología. Hacia el este limita con la superficie S2 mediante un posible cambio en la litología, o de manera gradual.

Las superficies ubicadas en la tercera zona limitan hacia el oeste mediante una falla de rumbo norte-sur, encontrando la superficie S5 inmediatamente al oeste de esta estructura frente al interfluvio de más al sur. Hacia el este, limita mediante un control litológico con la superficie S3.

S4.2

Estas superficies se pueden reconocer en 3 zonas (Figura 33), las que se describen a continuación:

- a) Se reconoce en la cima del Cerro San Ramón y en interfluvio asociados a este. Posee un largo aproximado de 6 km en dirección norte-sur, y se desarrolla sobre rocas de la Formación Abanico.
- b) Se reconoce en los interfluvios donde se encuentran el Cerro la Carlota, cerro del cobre, cerro la cruzada y Cerro Santa Rita, ubicados al oeste del Río Volcán a la altura de las localidades de El Ingenio, San Gabriel y Los Queltehues. Se aprecia una serie de estructuras de orientación de rumbo NW y NE que existen entre estas superficies (ver hoja de Santiago, Thiele, 1980). Poseen formas semielípticas irregulares. Se desarrollan sobre rocas de la Formación Farellones y en menor medida hacia el sur de esta zona sobre rocas intrusivas del Mioceno Superior.
- c) Se reconoce en la zona de la mina de El Teniente como un interfluvio de forma irregular, con un largo aproximado de 3 a 4 km y una muy leve inclinación hacia el oeste. Se desarrolla sobre rocas porfídicas de edad Mioceno Superior.

Límites

La primera superficie es truncada hacia el oeste por la Falla Pucuro-San Ramón y limita hacia el este con la superficie S5 mediante una de sus posibles ramas (Figura 33). Existiría en el borde este de esta superficie un pórfido que estaría ejerciendo algún control litológico (ver hoja de Santiago, Thiele, 1980)

Al norte pasa de manera continua a la superficie S5 ubicada en la cima del Cerro Provincia.

En la segunda zona esta superficie limita al norte con la superficie S5 debido a un control litológico (ver Mapa Geológico de Chile, Sernageomin, 2002), litológico y estructural (ver hoja de Santiago, Thiele, 1980) o estructural (Fock, 2005). Al oeste y sur limita con la superficie S3 principalmente mediante a un control litológico.

En la tercera zona esta superficie limita con la superficie S6 debido a un control litológico. Al este limita con la superficie S3 mediante un claro control litológico.

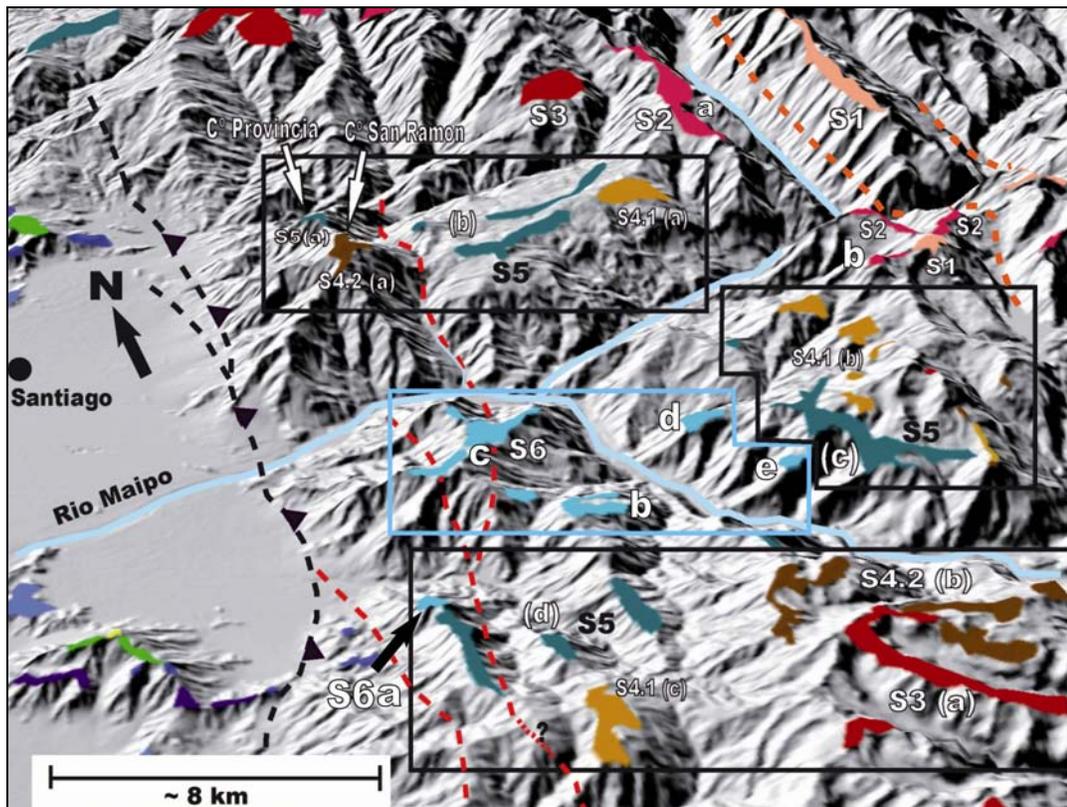


Figura 33. Distribución de las superficies elevadas de bajo relieve en la CP. Las líneas rojas discontinuas son fallas reconocidas en mapas y hojas geológicas y las líneas rojas punteadas son fallas inferidas. La línea negra discontinua representa la FPSR (Para mayor detalle ver Figura 38 y Figura 39) Exageración vertical 2.3.

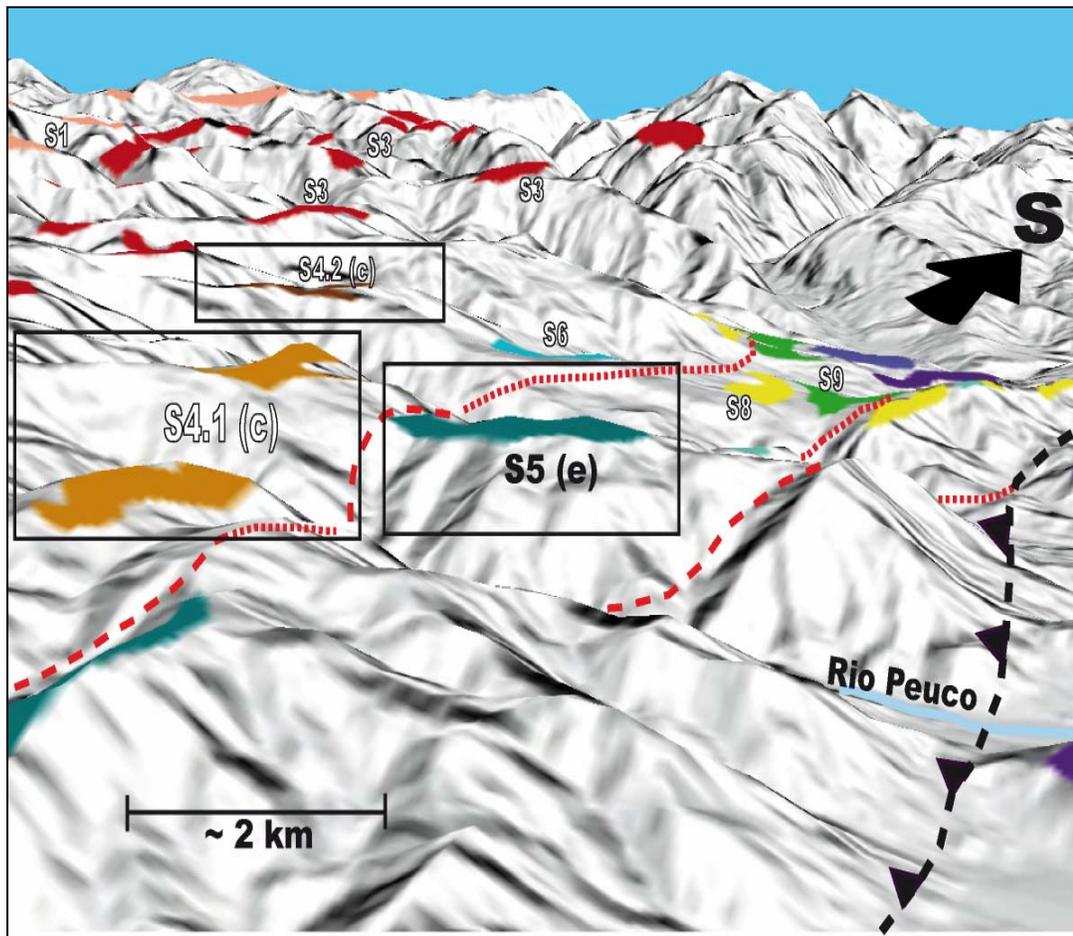


Figura 34. Distribución de las superficies elevadas de bajo relieve en la CP, al sureste de Angostura de Paine. Las líneas rojas discontinuas son fallas reconocidas en mapas y hojas geológicas y las líneas rojas punteadas son fallas inferidas. La línea negra discontinua representa la FPCR (Para mayor detalle ver Figura 38 y Figura 39). Exageración vertical 2.3.

-Superficie S3 ■:

Esta superficie posee a alturas que van entre los 3500 a 3600 m.s.n.m.

Se reconoce en interfluvios y en menor medida en cumbres de cerros, tanto en Chile como en Argentina (para lo cual solo se describirá el lado chileno).

Aparece de mejor manera a partir de los 33°50'S hacia el sur (Figura 35), como varios interfluvios alargados y con forma de herraduras, alcanzando un largo aproximado una de estas superficies de 9 km. Esta zona se extiende por 33 km aproximadamente entre los

meridianos 70°14'W y 70°24'W. Se desarrolla sobre rocas de la Formación Farellones en su mayoría y en mucho menor medida sobre rocas intrusivas de edad Mioceno Superior (a).

En el sector del alto Cachapoal y el alto Pangal, al sureste de esta superficie, se reconocen 5 a 6 superficies en interfluvios (Figura 36). Poseen una forma alargada a semi-elíptica irregulares, con orientaciones que varían desde NE, en el norte, a NW en el sur. Se desarrollan sobre rocas de la Formación Farellones en el norte, de la Formación Abanico y rocas sedimentarias Mesozoicas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en el centro de esta zona, y rocas de la Formación Abanico y rocas intrusivas del Mioceno Superior en la parte sur de esta zona (b).

Se reconoce de manera aislada al este de la localidad de Lo Valdés. Tiene unos 5 km de largo, con orientación NE y una forma semi-elíptica irregular. Se reconoce sobre rocas sedimentarias de la Formación Río Damas de edad Jurásico Superior (c); también se reconoce unos 11 km al norte de la confluencia del Río Volcán con el Río Yeso, desarrollándose sobre rocas de la Formación Farellones (d).

Límites

La primera zona limita hacia el oeste mediante un control litológico con las superficies S4.1 en el norte y S4.2 en el sur. Hacia el norte limita con la superficie S4.2 mediante un control litológico, y en menor medida mediante unas estructuras de orientación NW-NE (ver hoja de Santiago., Thiele, 1980). Hacia el este, esta superficie es truncada por una gran estructura de rumbo norte-sur aproximado, el cual separa la Cordillera Principal Este de la Cordillera Principal Oeste. En la parte sur de esta zona, esta estructura limita esta superficie hacia el este con parte de la superficie S1 y S2.

La segunda zona, se encuentra en una zona de gran presencia de estructuras de orientación NNE correspondiente al SFFD (Figura 36). Estas superficies, en su parte norte, limitan hacia el este con la superficie S1 mediante un control litológico principalmente, en cambio en la parte sur, el límite se debe principalmente a un control estructural.

La tercera superficie limita hacia el sur con la superficie S2 mediante un control litológico. Hacia el suroeste limita con S2 mediante una rama de SFFD. Hacia el este y sureste limita mediante una rama de SFFD con la superficie S2 y S1 respectivamente. La cuarta zona o superficie es rodeada por la superficie S4.1 y S4.2, donde se reconoce que el paso entre las superficies es continuo, o posiblemente mediante estructuras menores de orientación norte-sur (ver hoja de Santiago, Thiele, 1980).

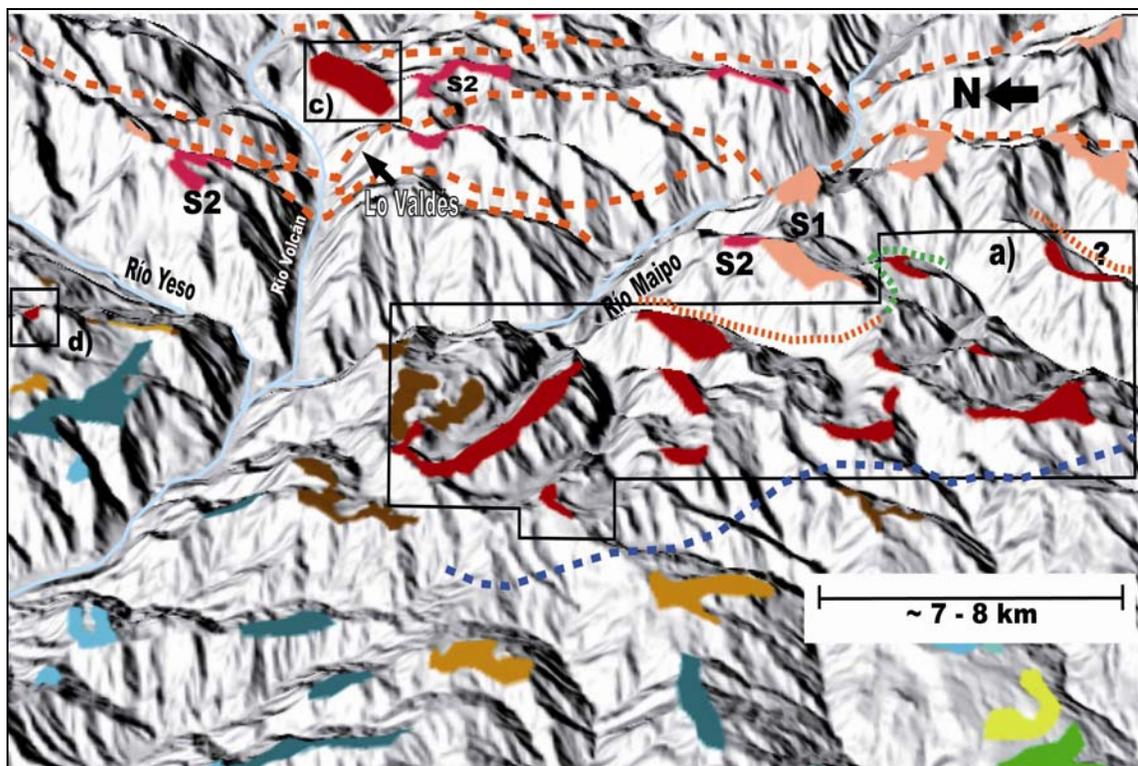


Figura 35. Distribución de las superficies elevadas reconocidas en la Cordillera Principal. Encerrada en color negro las superficies S3. En naranja, se aprecia las fallas documentadas, y en azul, el control litológico reconocido (para mayor detalle ver Figura 38 y Figura 39). Exageración vertical 2.3.

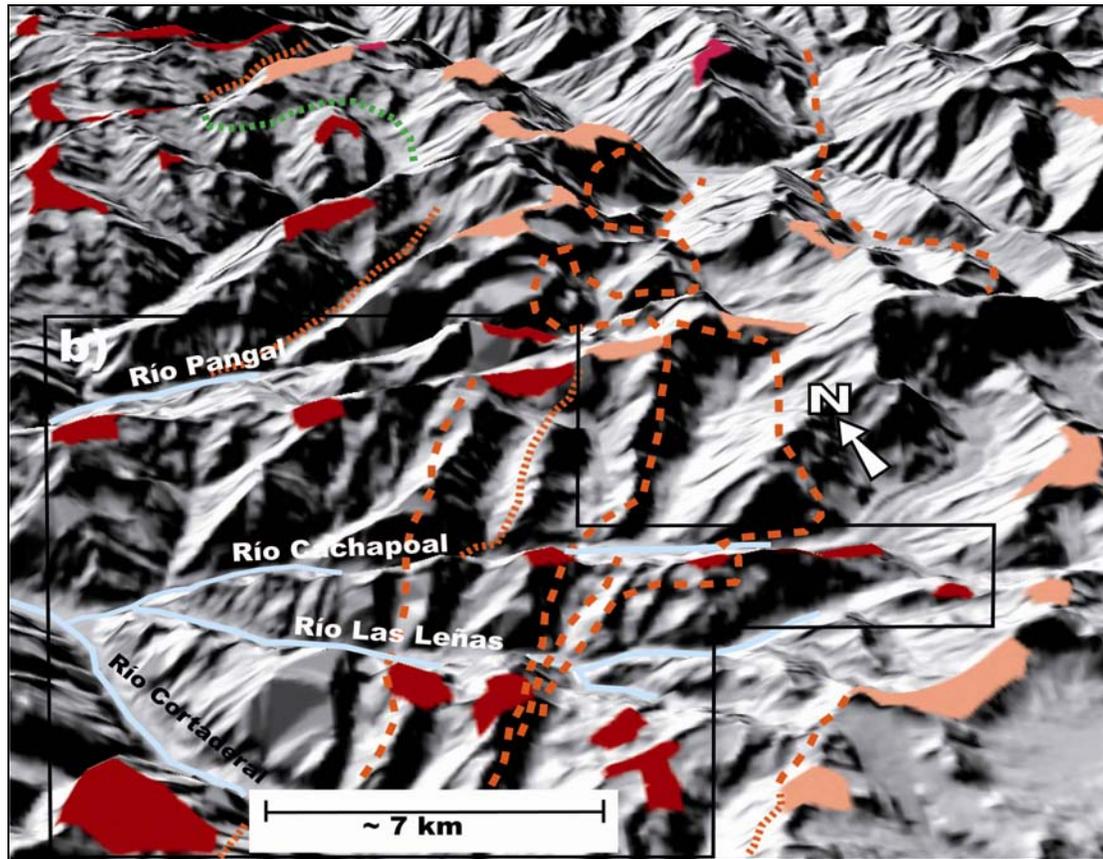


Figura 36. Distribución de las superficies elevadas reconocidas en la zona del Alto Cachapoal. Las superficies S3 están encerradas en negro, en naranja aparecen las fallas documentadas y en damasco-rosa se muestra la superficie S1 (para mayor detalle ver Figura 38 y Figura 39). Exageración vertical 2.3.

-Superficie S2 :

La altura de estas superficies bordea los 3900 a 4000 m.s.n.m.

Estas superficies se reconocen de manera diseminada, en su mayoría en interfluvios y en menor medida en cumbres de cerros, tanto en Chile como en Argentina (para lo cual solo se describirá el lado chileno).

Las superficies mas importantes en cuanto a distribución areal aparecen en la parte sur del cordón la Gloria (a), ubicado al norte del Río Colorado y al oeste del cajón del Río Olivares (Figura 33). Esta presenta una forma alargada en dirección norte-sur al igual que el cordón donde se desarrolla. Se encuentra sobre rocas de la Formación Farellones.

En 3 interfluvios ubicados al sur del Río Colorado (b), que unen los cerros Alto de Los Bronces, Piuquencillo, y Echaurren (Figura 33). Estos poseen formas alargadas, 2 de ellos de orientación NEE y uno NS que convergen hacia un centro, lo que le da un aspecto de tridente. El interfluvio de más al oeste se desarrolla y el interfluvio alargado norte-sur ubicado al centro se labró sobre rocas de la Formación Farellones.

El interfluvio reconocido más al este se encuentra sobre rocas intrusivas de edad Mioceno Superior.

Se reconocen al sur del Río Volcán, en dos superficies correspondiente a los interfluvios donde se encuentran los Cerros Retumbadero y Lo Valdés, y el interfluvio ubicado al oriente y paralelo a éste último (Figura 35). De poniente a oriente, éstas se desarrollan sobre la Unidad Cerro Retumbadero descrita por Fock (2005) y rocas sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Formación Lo Valdés).

Se reconocen algunas otras superficies en las cumbres de los cerros Punta Negra (al este de la última superficie nombrada), en el cerro Morado (al norte de la localidad de El Volcán), en un interfluvio ubicado a los pies del Volcán San José en su extremo sur, en un interfluvio ubicado al norte del embalse El Yeso, en el interfluvio donde se encuentra el Cerro Manantial (al este de la localidad de El Alfalfal en el Alto Maipo) y en el Pico Yegua Muertas.

Estas se desarrollan sobre rocas de la Formación Abanico (las dos primeras), Lo Valdés, Río Damas, Colimapu y Farellones, respectivamente.

Límites

La superficie a limita hacia el oeste con la superficie S4.1 de manera continua, aunque podría existir un cierto control litológico según La Hoja de Santiago (ver hoja de Santiago, Thiele, 1980). Hacia el este limita con la superficie S1 mediante una estructura mayor de orientación norte-sur que limita la CPW de la CPE.

Los interfluvios en los cuales se labró la superficie o zona b convergen hacia el centro a la superficie S1, debido a un posible control litológico. Hacia el oeste limitan con la

superficie S4.1, mediante un posible control litológico. (ver hoja de Santiago, Thiele, 1980). Hacia el este limita con la gran estructura que separa la cordillera Principal Oeste de la Cordillera Principal Oeste, con la superficie S1.

Las superficies encontradas en forma diseminada, es el caso de la encontrada en la cima del cerro Punta negra, limita al noreste con la superficie S1 mediante un control litológico. La superficie reconocida en la cima del cerro morado limita hacia el noreste con la superficie S1 de manera continua, al igual que la superficie encontrada al norte del embale el yeso. La superficie encontrada al sur de los pies del volcán San José, limita hacia el norte con la superficie S1 mediante un control litológico, y hacia el oeste mediante un control litológico, y mediante un control estructural dada por una de las ramas del Sistemas de Fallas El Fierro-El Diablo (SFFD). La superficie encontrada en el interfluvio donde se ubica el Cerro Manantial limita al oeste mediante un control litológico y estructural con la superficie S1.

Por ultimo, la superficie encontrada en el pico Yeguas Muertas limita hacia el suroeste de manera continua y hacia el sureste mediante un control litológico, con la superficie S1. Hacia el noroeste limita con la superficie S3 mediante un control estructural.

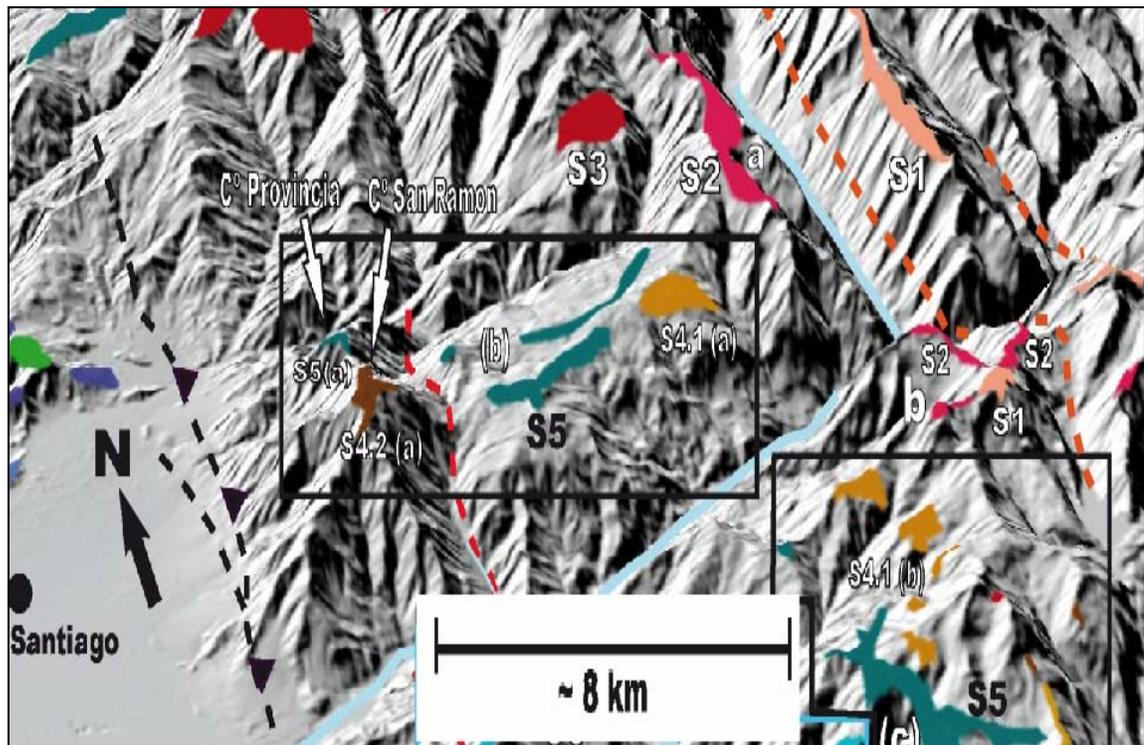


Figura 37. Distribución de las superficies elevadas S5, S4, S3, S2, y S1 (para mayor detalle ver Figura 38 y Figura 39). Exageración vertical 2.3.

-Superficie S1 ■ :

La altura que alcanza esta superficie va entre los 4150 a los 4300 m.s.n.m. y corresponde a las más altas encontradas en el área de estudio.

Estas superficies se reconocen hacia el sector este del área de estudio, en la Cordillera Principal Este, apareciendo incluso en el lado argentino (para tal efecto solo se describirá las superficies que aparecen en el lado chileno).

Aparece en forma diseminada en el área de estudio, donde se reconoce casi en su totalidad en interfluvios.

Las superficies reconocidas poseen variadas formas, predominando las formas en herraduras y las formas alargadas, al igual que los interfluvios donde se desarrollan. En menor medida se aprecia una forma elíptica o semielíptica irregulares.

El largo de estas superficies es de 2 a 3 km aproximadamente. Como se reconocen en toda la Cordillera Principal Este, estas superficies se desarrollan sobre distintas litologías, desde las secuencias Cenozoicas hacia el límite oeste de la CPE (Fms. Farellones y Abanico), pasando por las secuencias Mesozoicas hacia el este (Fms. Colimapu, Lo Valdés, Río Damas).

Destaca que esta superficie no se desarrolla sobre rocas intrusivas de ninguna edad.

Límites

Esta superficie limita principalmente a través de estructuras con la superficie S3 en la parte sur del área de estudio, hacia el este en el sector central, y en el sector norte al este del cordón la Gloria (Figura 37).

En la zona central-oeste donde aparece esta superficie, limita principalmente a través de control litológico con la superficie S2.

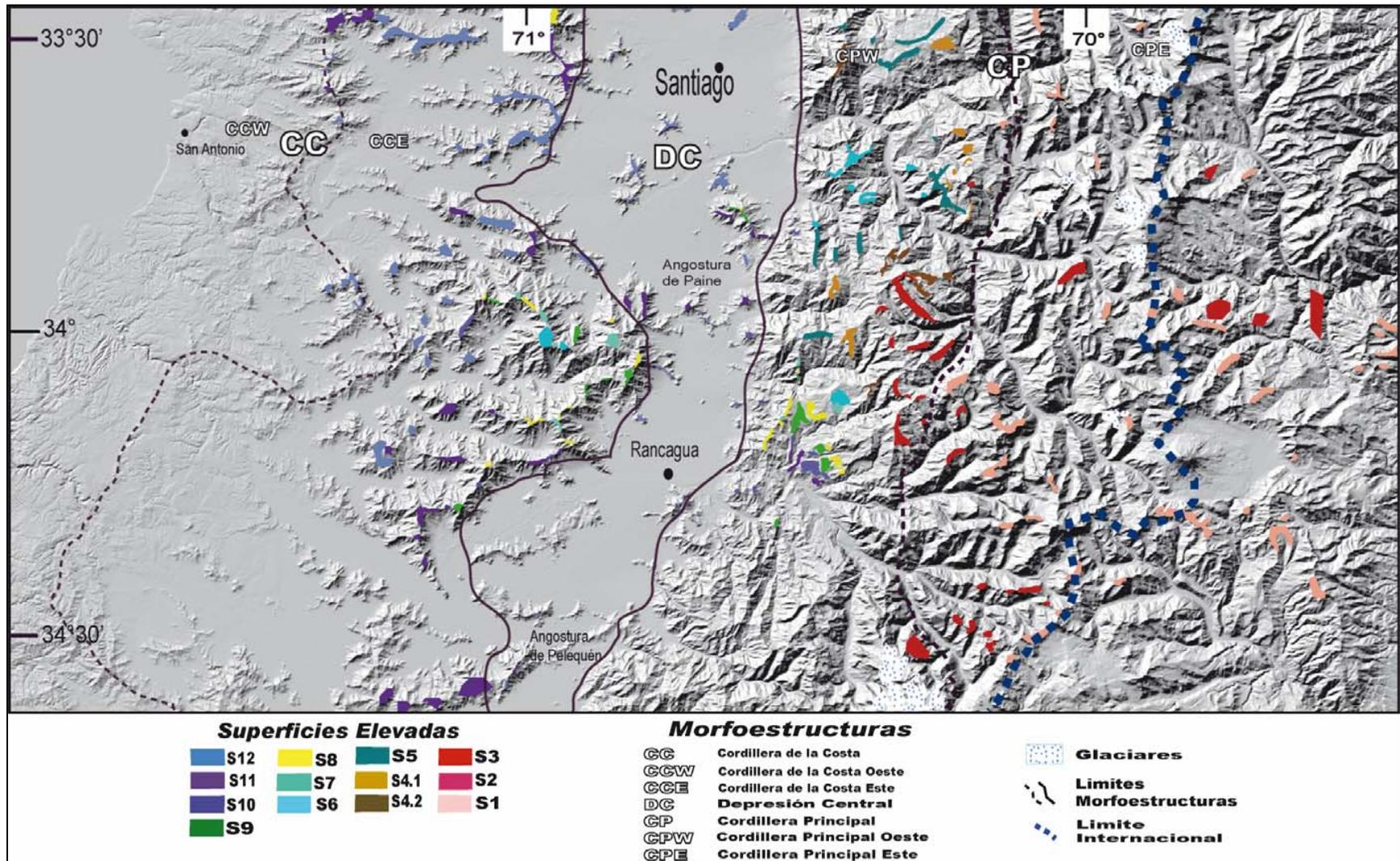


Figura 38. Distribución de las superficies elevadas entre los 33°30'S y los 34°30'S.

CAPITULO IV DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

DISCUSIÓN

En el capítulo anterior se señaló la existencia de al menos 12 superficies elevadas de bajo relieve reconocidas en la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal, las cuales habrían representado estabilizaciones temporales de cada nivel base.

Sin embargo, el solo hecho de describir una superficie como la cima de un cerro, como la cima de un interfluvio, o como una *strath terrace*, no es suficiente, siendo necesario ver además otros rasgos morfológicos, y también estructurales, para así realizar correlaciones entre superficies y encontrar verdaderas superficies planas que sean producto de erosión fluvial y que se hayan preservado luego del alzamiento general de superficie, ocurrido entre los 10,6 a 4,6 Ma, según lo planteado por Farías (2008).

Posteriormente se usarán edades radiométricas disponibles en la literatura con el fin de acotar la edad de las superficies *alzadas*.

ESTRUCTURAS

Los límites entre las superficies, o estas mismas, pueden estar dislocadas por fallas, o estar desarrolladas sobre pliegues anticlinales. En este ítem se trata de reconocer y mostrar estas posibles estructuras que separen distintos niveles de alturas en las que se encuentran las superficies descritas anteriormente, como además de reconocer que superficies pueden coincidir o estar desarrolladas sobre un anticlinal.

Al observar los distintos mapas y hojas geológicas, superpuestas a una imagen derivada de un modelo de elevación digital, se trazan las fallas mayores que producen desniveles entre las superficies, luego se reconocen en perfiles estructurales tomados de la

literatura, o en programas de imágenes satelitales los pliegues anticlinales donde pueda estar desarrollada una superficie.

Cordillera de la Costa

Estas estructuras parecieran no tener mayor actividad durante el cenozoico (Figura 39), excepto las ubicadas en la CCW (Falla Melipilla, Falla Río Maipo y Falla Puangue, descritas en el Capítulo II). Además, las rocas estratificadas en esta unidad morfoestructural no presentan deformación importante, formando solo un gran bloque monoclinal con vergencia al oeste.

Depresión Central

En esta zona se observa estructuras de rumbo general norte-sur (Figura 40).

Estas habrían tenido una historia geológica más reciente que las encontradas en la CC, siendo responsable del levantamiento de la Cordillera Principal y de la formación de la Depresión Central misma. Las estructuras mayores encontradas en esta zona corresponden a la Falla Infiernillo-Portezuelo de Chada y a la Falla Pocuro-San Ramón (para mayor detalle ver Capítulo II).

En esta zona, al igual que la anterior, no se observa mayor deformación asociada a las fallas.

Cordillera Principal

En esta zona se encuentran fallas y sistemas de fallas que han tenido una importante actividad desde el Oligoceno (Eoceno ?) hasta la actualidad, encontrándose las Fallas Pocuro-San Ramón, Falla Laguna Negra, Sistema de Fallas El Fierro-El Diablo, Falla Oeste y Este, Falla La Juanita, y sus posibles prolongaciones hacia el sur, norte y ramas asociadas (Figura 41).

La mayoría de las estructuras poseen un rumbo general aproximado norte-sur, sin embargo existen fallas descritas con orientación EW, como la Falla La Juanita (Rivera y Falcón, 2000).

Hacia el suroeste de esta unidad morfoestructural, la prolongación norte de la Falla Oeste, descrita por Jara (2007), limita la superficie S9 (1500-1600 m.s.n.m.) hacia el este, reconocida en la cumbre del Cerro Los Baños (Figura 27).

Siguiendo hacia el norte, se observa como una posible estructura de orientación NNE, sigue el curso del Río Coya, limita las superficies S8 hacia el oeste y S9 hacia el este (Figura 25 y Figura 28).

Entre la latitud donde confluyen los Ríos Cachapoal y Pangal hasta la latitud del Río Peuco, se observa una falla de rumbo norte-sur y sus posibles continuaciones, las que separa en su parte sur superficies S9 hacia el oeste y S8 hacia el este, en su parte centro superficies S8 hacia el oeste y S7 y S6 hacia el este, y finalmente en su parte norte superficies S5 hacia el oeste y S4 hacia el este (Figura 41).

Siguiendo hacia el norte, entre el pueblo de la Retamilla y el Río Maipo se observan que superficies S6 se desarrollan sobre fallas de orientación NNE a NS, no produciendo dislocación de las superficies (Figura 33 y Figura 45 a).

Esta misma estructura continúa hacia el norte y separa la cima del Cerro San Ramón hacia el oeste y el *plateau* existente detrás de éste hacia el oriente (Figura 33).

Hacia el este de la Cordillera Principal, existen varias fallas de orientación NNE a NS, las cuales separan o limitan superficies, sin embargo en esta zona existen otros factores que se discutirán más adelante.

Hacia el sector del Alto Cachapoal, Río Las Leñas y Río Cortaderal (Figura 36), existen varias superficies que representan a la superficie S3, sin embargo estas coinciden o se desarrollan sobre pliegues anticlinales, lo que también se ve reflejado en la cima del Cerro San Ramón (y el interfluvio asociado a éste, correspondiente a la superficie S4.2). Estas superficies, por ende, estarían controladas *estructuralmente*, es decir, no representarían una superficie de erosión en sentido estricto, por lo cual no se podrían agrupar como una gran superficie.

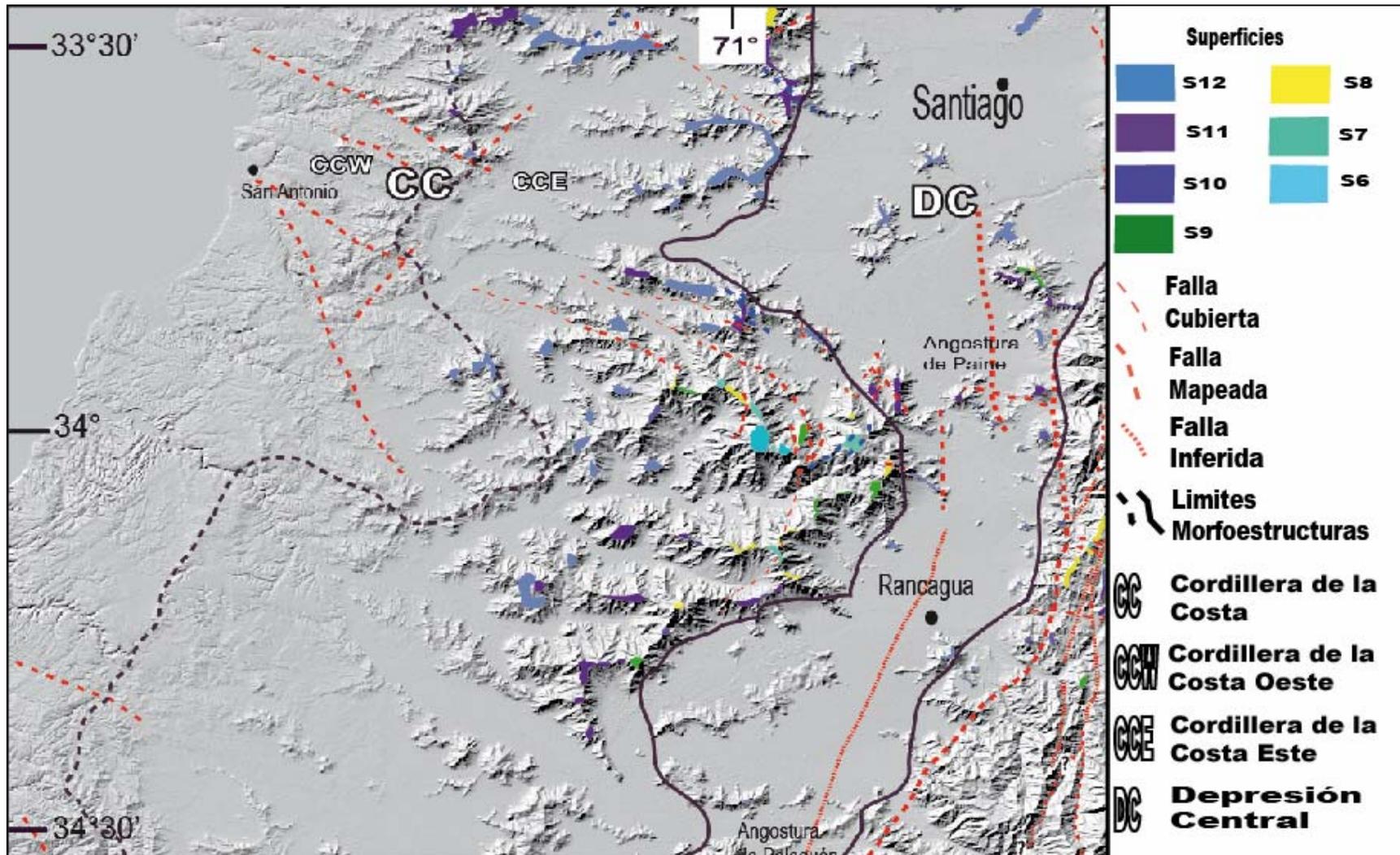


Figura 39. Principales estructuras reconocidas en la CC.

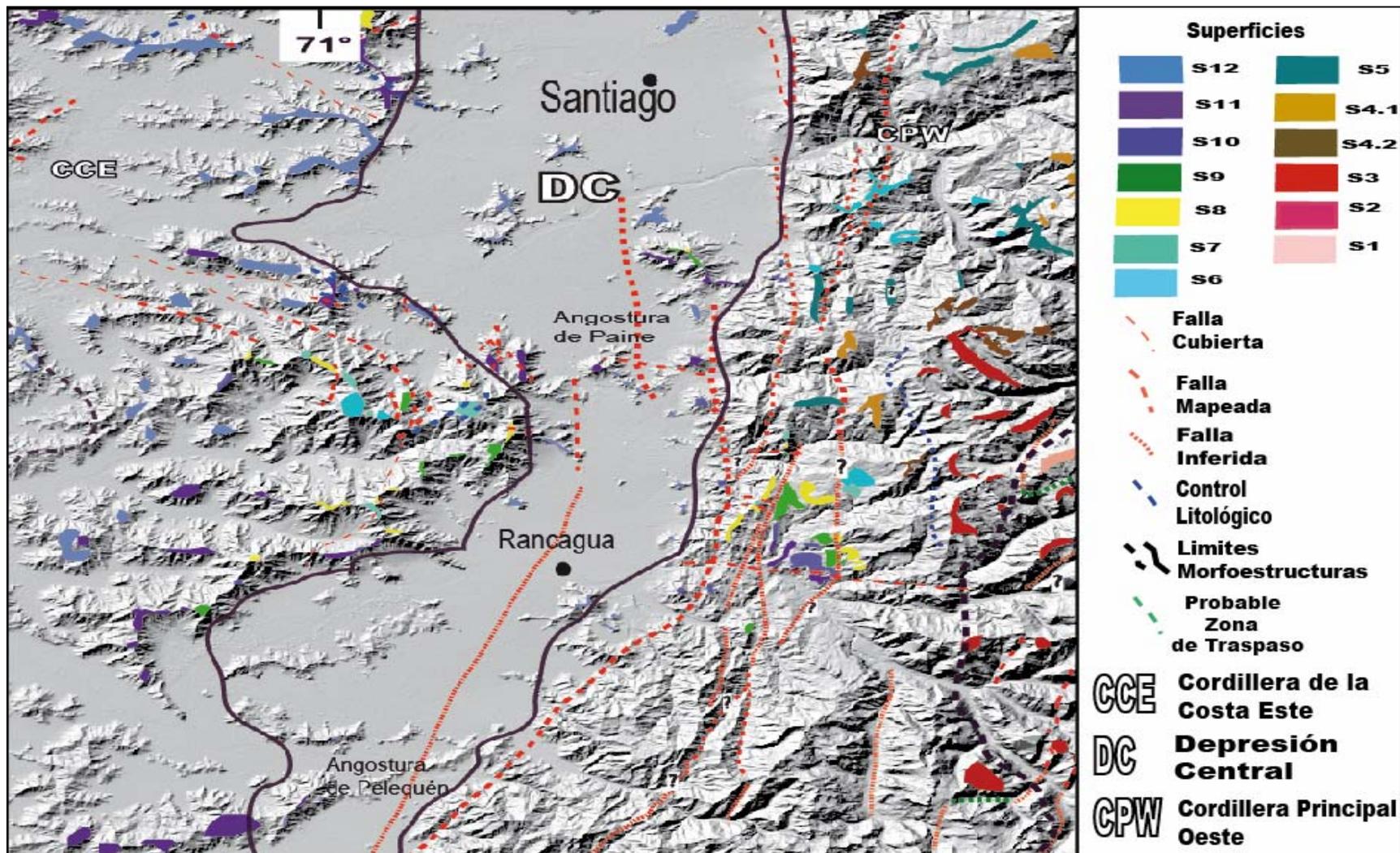


Figura 40. Principales estructuras reconocidas en la DC.

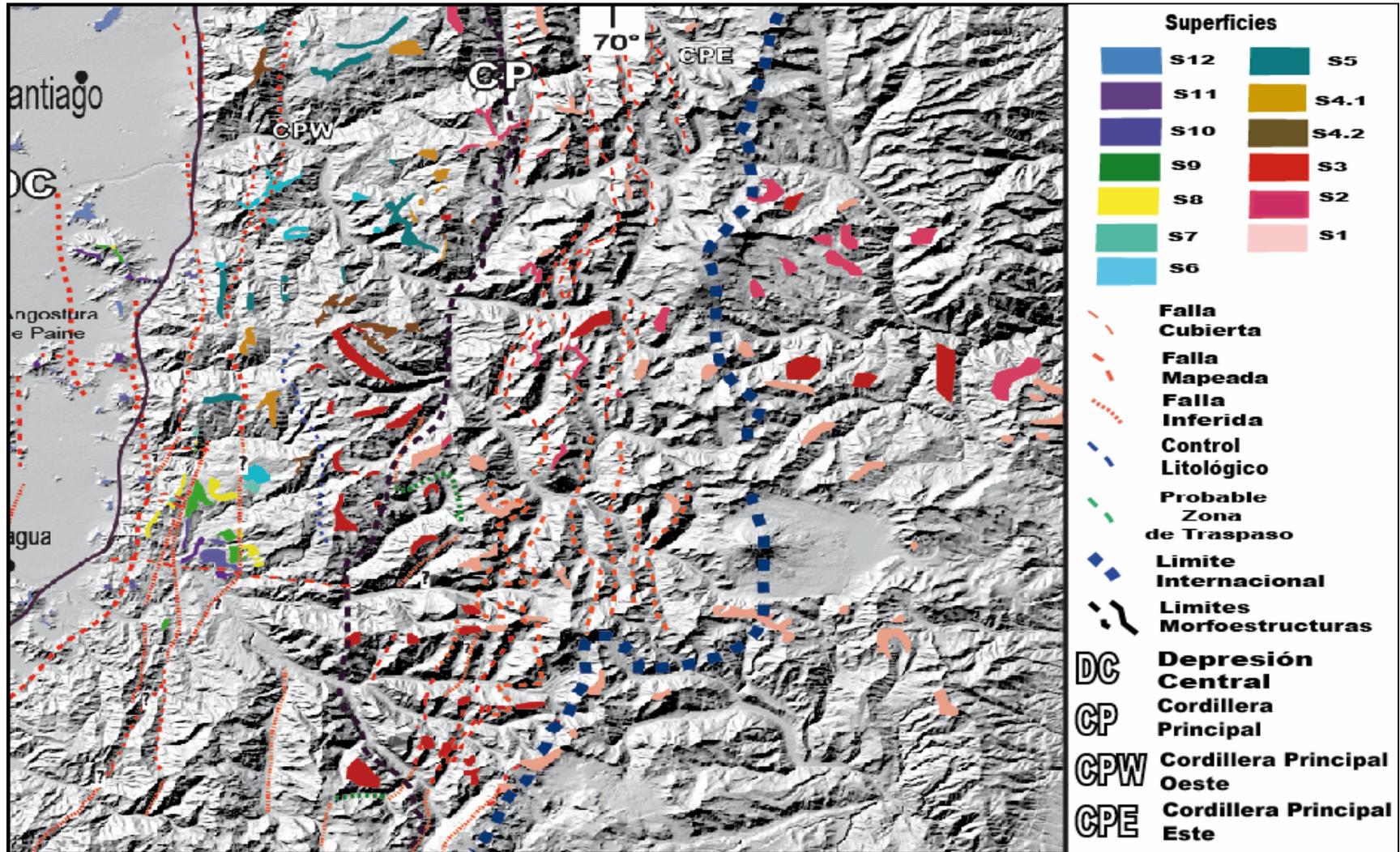


Figura 41. Principales estructuras reconocidas en la CP.

SUPERFICIES

Correlación

La correlación de superficies, dentro y entre unidades morfoestructurales, se realiza en base a la elevación que poseen, ya que se observan en los perfiles que existen superficies que se pueden continuar a ambos lados de la Cordillera de la Costa y en el lado oeste de la Cordillera Principal.

Existen superficies elevadas que están mejor preservadas, reconocibles en las imágenes satelitales y en los modelos de elevación digital (DEM), las cuales representarían relictos de peneplanicies. Las correlaciones hechas están basadas en estos relictos de peneplanicies.

Estas superficies son:

- Superficie S6, en el Cerro Cantillana.
- Superficie S5 y S4 en el *plateau* existente atrás del Cerro San Ramón.
- Superficie S3, en el sector de la mina de El Teniente.

Las demás superficies que se reconocen, se podrían agrupar y formar superficies de área mayor, debido a los límites entre superficies y también al rango de alturas que alcanza cada nivel, el cual pareciese estar dentro del rango de la diferencia de alturas que existe entre los distintos niveles.

A continuación se pretende mostrar las posibles superficies que existen, y cuales se podrían agrupar para formar una superficie de mayor área.

La superficie S12, correspondiente a un color azul eléctrico, corresponde a las superficies de erosión elevadas de menor altura, que van entre los 750 a 850 m.s.n.m. (Figura 44 y Figura 45). Posee una amplia distribución dentro de la CC, se desarrolla casi exclusivamente sobre rocas intrusivas, y presenta una morfología de interfluvio de

bajo relieve y de *strath terrace* (Figura 8), por lo que se infiere que esta superficie corresponde a una peneplanicie relictas, representando el último pulso de alzamiento general de superficie.

La superficie S11 también se reconoce sobre rocas intrusivas (correspondiente a un color lila y con alturas que bordean los 1100 – 1200 m.s.n.m.). Esta posee también una amplia distribución en la CC, y su límite con la superficie S12 es mediante procesos erosivos (quebres topográficos). Las dos superficies representativas (Figura 10, Figura 11 y Figura 12) presentan una morfología plana de bajo relieve en la cima de cerros, por lo que esta superficie corresponde a una peneplanicie relictas y representaría el penúltimo pulso de alzamiento general de superficie.

La superficie S10 representado por un color morado azulino, corresponde a alturas que bordean los 1300-1400 m.s.n.m. Esta se reconoce casi exclusivamente sobre rocas sedimentarias y volcanoclásticas. Su distribución es más restringida y sus superficies representativas son menos claras. Además, su límite es confuso (continuo o gradual) con la superficie S11, por ende, esta superficie podría corresponder a la misma que las superficie S11 y no representar una verdadera peneplanicie relictas.

La superficie S9 y S8, con alturas de 1500-1600 m.s.n.m. y 1700-1800 m.s.n.m. se desarrollan ambas sobre rocas sedimentarias mayoritariamente y en menor medida sobre rocas intrusivas. La relación entre estas superficies es en ocasiones mediante un quebre topográfico o en ocasiones de forma gradual. Debido al rango de altura en la cuales se encuentran y el rango de la diferencia de sus alturas, y a que sus límites son confusos, estas superficies podrían representar una sola peneplanicie relictas, aunque no hay suficientes datos para asegurarlo.

La superficie S7 se labró sobre rocas sedimentarias y sobre rocas intrusivas.

La superficie S6 ubicada en la cumbre del Cerro Cantillana se desarrolla sobre rocas intrusivas y presenta una morfología plana de bajo relieve. El límite con la superficie S7, ubicada en un interfluvio inmediatamente al norte del Cerro Cantillana, es continua y gradual, con una pendiente de 10° aproximadamente. Con esto se puede inferir que la superficie S7 sería el producto de la erosión de S6, es decir, serían la misma superficie (Figura 16, Figura 17, Figura 19, Figura 45 y Figura 46). Esta superficie es la que se encuentra mejor preservada en la Cordillera de la Costa, y es reconocible en la Cordillera Principal.

Las superficies S5, S4.1 y S4.2 se reconocen aledañas una al lado de la otra, pasando de manera continua, cortadas por estructuras o mediante un cambio litológico entre ellas.

Las superficies reconocidas atrás del Cerro San Ramón, parecieran ser la misma (S5 y S4.2), debido a que la separación entre estas superficies es solo debido a una diferencia de alturas (Figura 44). Además estas se presentan con una pequeña inclinación hacia el oeste, por ende, en esta zona la superficie S5 y S4.2 se podría asignar a una sola superficie.

Estas mismas superficies se pueden reconocer en la zona de Lagunilla y al norte del Río Volcán, donde el paso de una superficie a otra es debido a un cambio en la altura. En esta zona también el paso de una superficie a otra es confusa, por lo que se podría decir que S5 y S4.1 y S4.2 corresponde a una misma superficie, basculada al oeste (Figura 45).

Esta se podría continuar hacia el oeste y hacia el sur, hasta llegar al este del Cordón de los Ratones y Angostura de Paine, lugar donde se reconocen superficies S5 y S4. Incluso, a escala mayor, se podría agrupar con las superficies S6 (Figura 33 y Figura 45) que aparecen al oeste del Río Maipo, en el sector del Alto de la Yareta y Morro de Pirque, ya que se ubica dentro del mismo rango de alturas que las superficies nombradas anteriormente.

Las superficies más altas reconocidas (S3, S2, S1 e incluso parte de S4 y S5) son dominadas por los actuales glaciares y fueron dominadas por las pasadas glaciaciones,

reconociendo a estas elevaciones morfológicas tales como circos glaciares, valles colgados y con forma de “U”, *aretas*, etc., las cuales se reconocen desde la confluencia de los Ríos Yeso, Volcán y Maipo hacia el este (o la zona donde se encuentra la franja de intrusivos de 10 Ma hacia el oriente). Con esto, el reconocimiento, descripción y separación de estas superficies es más compleja, con respecto a las superficies de menor elevación.

Sin embargo, es posible distinguir varias superficies S3 en la mina de El Teniente (Figura 35), desarrolladas sobre rocas porfídicas de edad Mioceno Superior, las que presentan una inclinación hacia el oeste (alturas entre 3500 – 3600 m.s.n.m.). Estas se pueden agrupar y formar una sola superficie.

La superficie S2 y S1 corresponden a alturas que bordean los 3900 – 4000 m.s.n.m. y los 4150 a 4300 m.s.n.m. Su distribución areal es importante, reconociéndose en toda la zona de la Cordillera Principal Este. Estas, junto con la superficie S3, podrían corresponder a una sola gran superficie de extensión regional, la que estaría basculada al oeste.

En el curso del Río Coya, yendo hacia la mina de El Teniente, se pueden reconocer varios niveles, desde S11 a S6. Estas sin embargo se encuentran en su mayoría sobre depósitos de remoción en masa de la Formación Colón-Coya, y sobre rocas de la Formación Abanico en su parte occidental. Si bien, la mayoría de estas superficies no se desarrollan sobre roca (por ende no representarían una peneplanicie relictas), llama la atención que algunas de las superficies se dispongan subhorizontal, y se establezcan en un nivel de 1500 a 1700 m.s.n.m, como por ejemplo las reconocidas en el sector de los relaves (S9 y S8). Estas, junto al cordón montañoso reconocido inmediatamente al oeste, se asemejan morfológicamente a la zona del Cerro San Ramón y al *plateau* que existe hacia el este. Estas se podrían agrupar como una sola superficie.

Existe una problemática con la correlación de las superficies, dada por la actividad de la Falla Pocuro-San Ramón, la cual genera un desnivel entre superficies ubicadas al oeste y al oriente de esta falla.

Superficies que se encontraban a una altitud menor en la Cordillera Principal Oeste fueron alzadas, exhibiendo actualmente alturas similares a las que poseen las superficies más altas reconocidas en la Cordillera de la Costa. Por esto se renombra a las superficies S6 en la CC como PR-2 b, y las reconocidas en la CP como PR-2 a. De manera similar, una superficie que poseía una altura en particular pudo haber sufrido alzamiento de su segmento este, presentando en la actualidad dos alturas diferentes, las cuales representarían dos superficies diferentes.

Control Litológico

Este se presenta evidentemente en dos zonas, la primera en la zona de la mina del Teniente, la que separa las superficies elevadas S3 al este y S4 al oeste (Figura 46), y en el Cerro Cantillana donde se reconoce las superficies elevadas S7 y S6 (Figura 41 y Figura 46).

Rango de Alturas (m.s.n.m)	Nivel	Peneplanicie Relicta	Nuevo Rango de Alturas (m.s.n.m)
4100 - 4300	→ S1	} PR-1	4100 - 3500
3900 - 4000	→ S2		
3500 - 3600	→ S3		
3100 - 3200	→ S4.2	} PR-2 a (CP) PR-2 b (CC)	2000 - 3200
2900 - 3000	→ S4.1		
2600 - 2750	→ S5		
2100 - 2200	→ S6		
(hasta 2300 CP) ~2000	→ S7		
1700 - 1800	→ S8	} PR-3	1500 - 1800
1500 - 1600	→ S9		
1300 - 1400	→ S10	} PR-4	1100 - 1400
1100 - 1200	→ S11		
750 - 850	→ S12	→ PR-5	750 - 850

Figura 42. Peneplanicies relictas reconocidas por la correlación entre las diferentes superficies elevadas de bajo relieve descritas anteriormente.

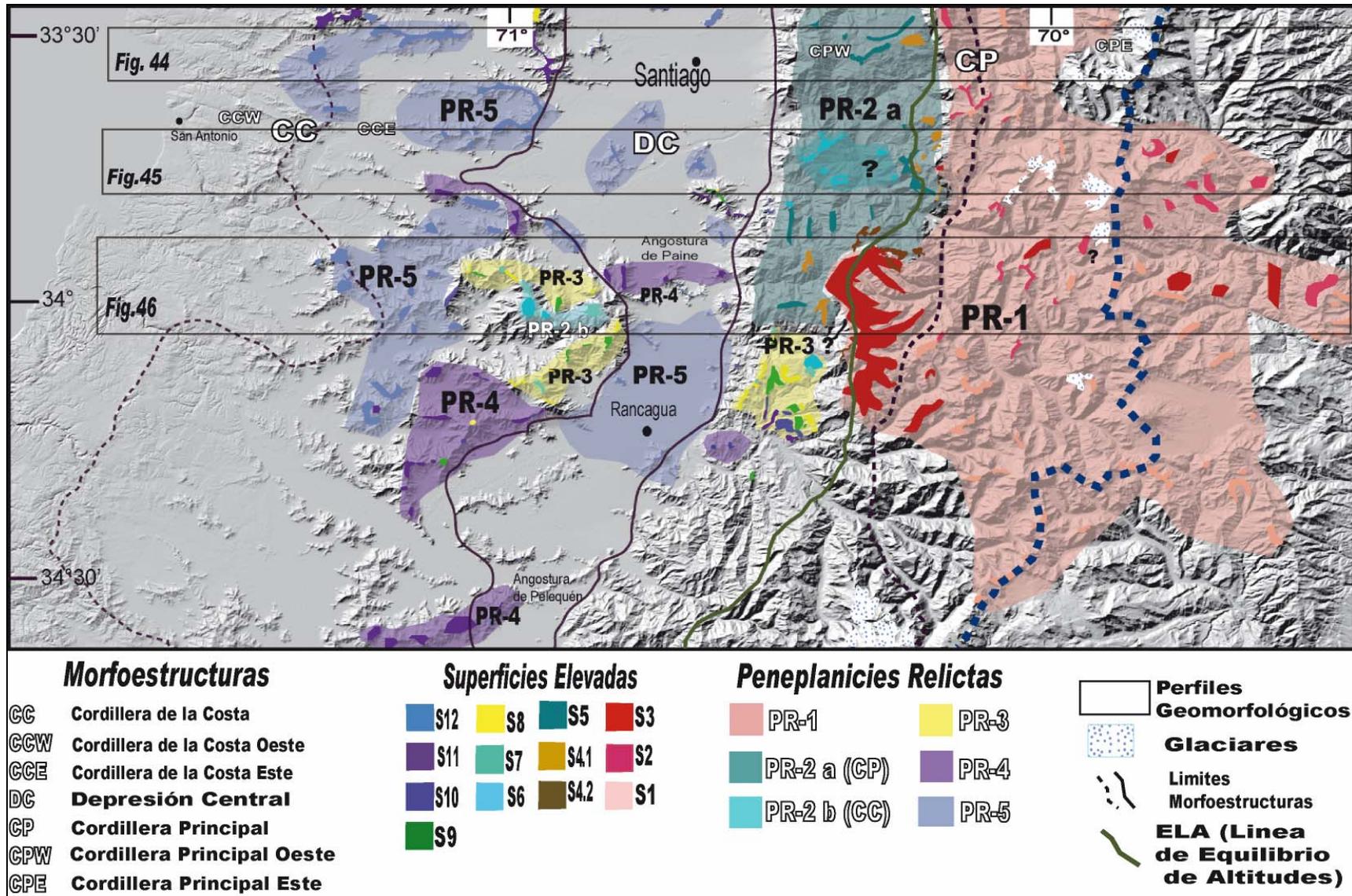


Figura 43. Correlación de las superficies elevadas de bajo relieve y distribución de la peneplanicies relictas.

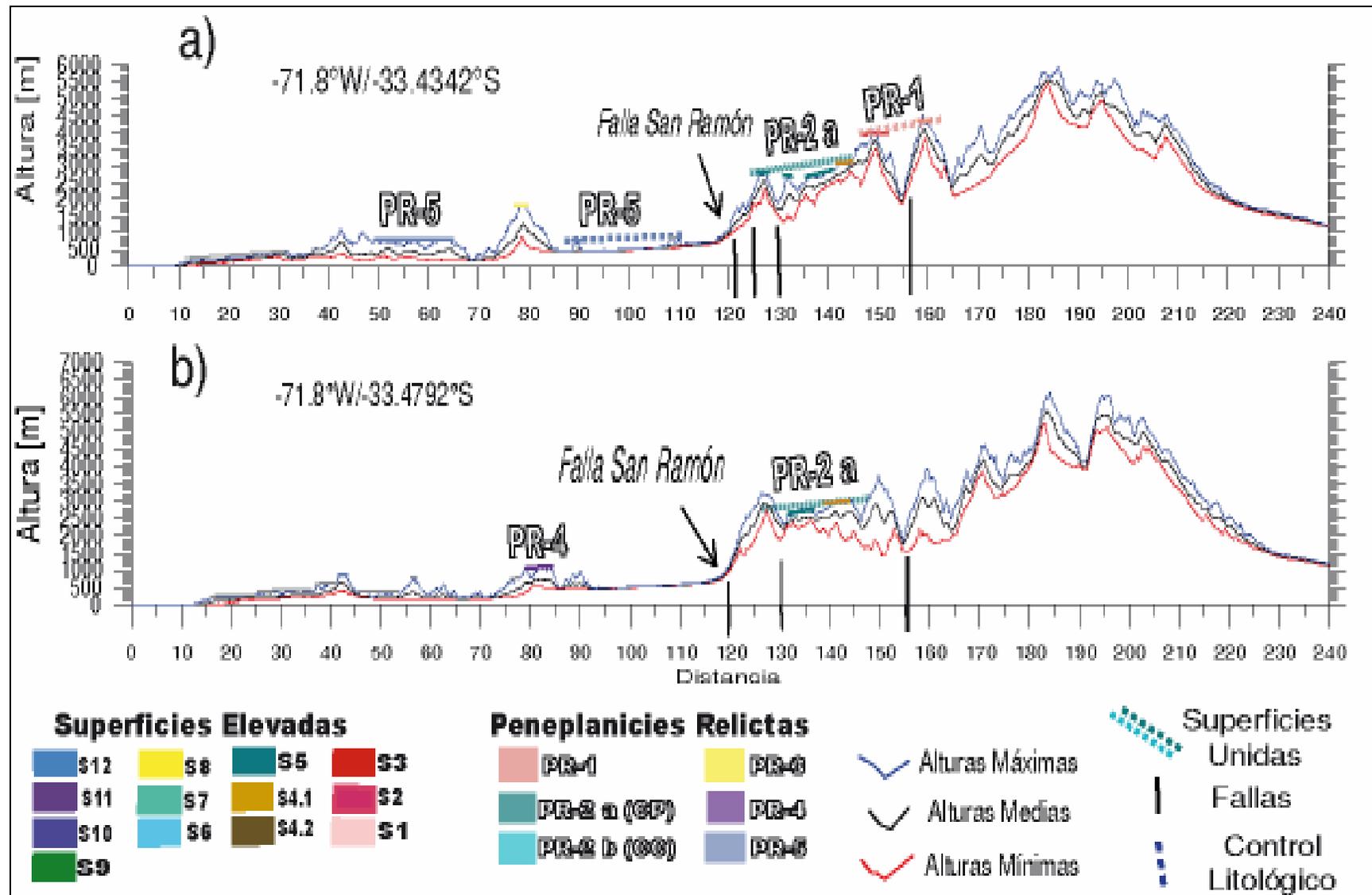


Figura 44. Perfiles geomorfológicos E-W mostrando las superficies elevadas en el sector del Cerro San Ramón, y las estructuras que limitan o dislocan estas superficies.

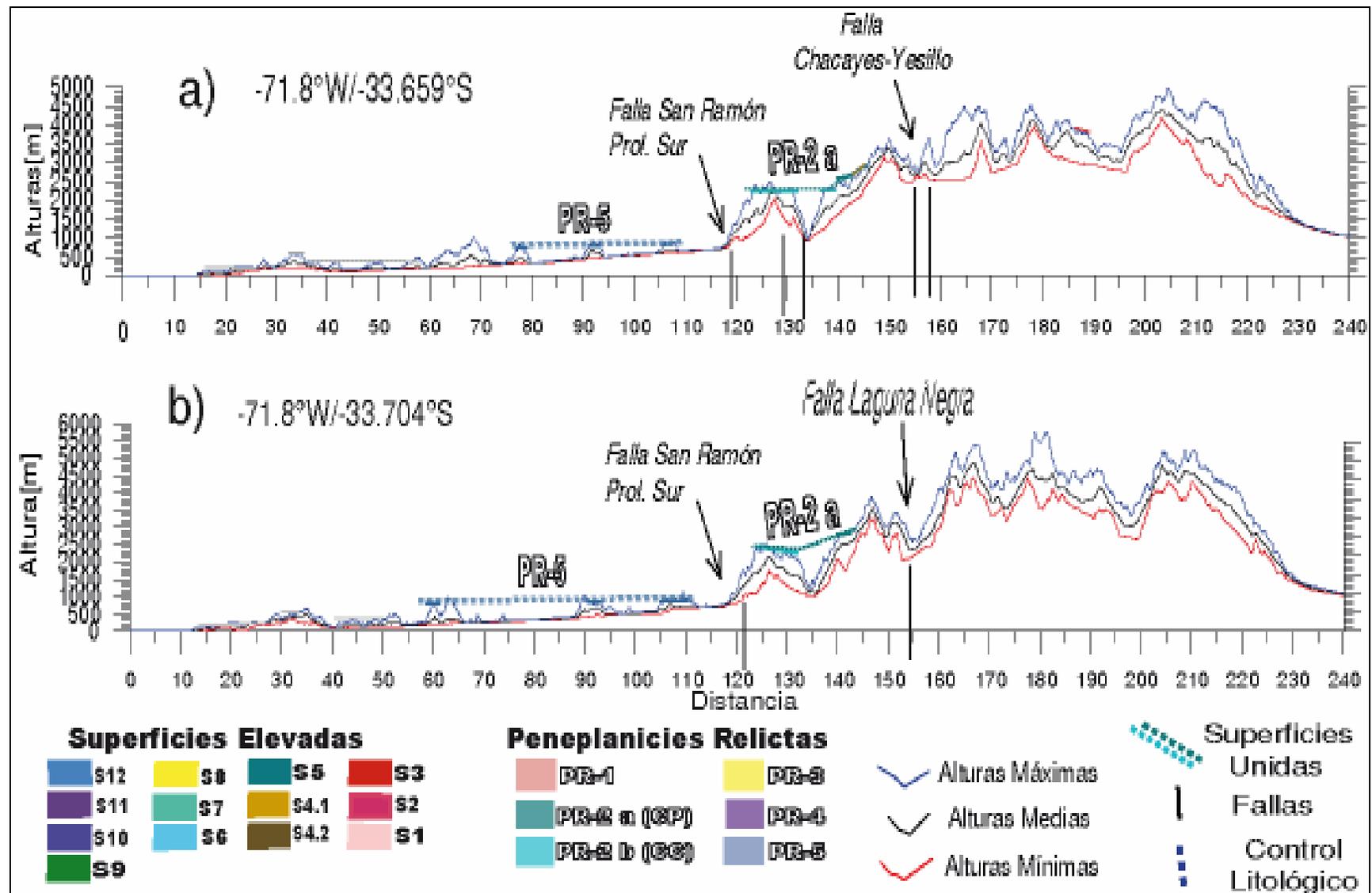


Figura 45. Perfiles geomorfológicos E-W mostrando las principales superficies elevadas en el sector del Cordón de los Ratones, y las estructuras que limitan o dislocan estas superficies.

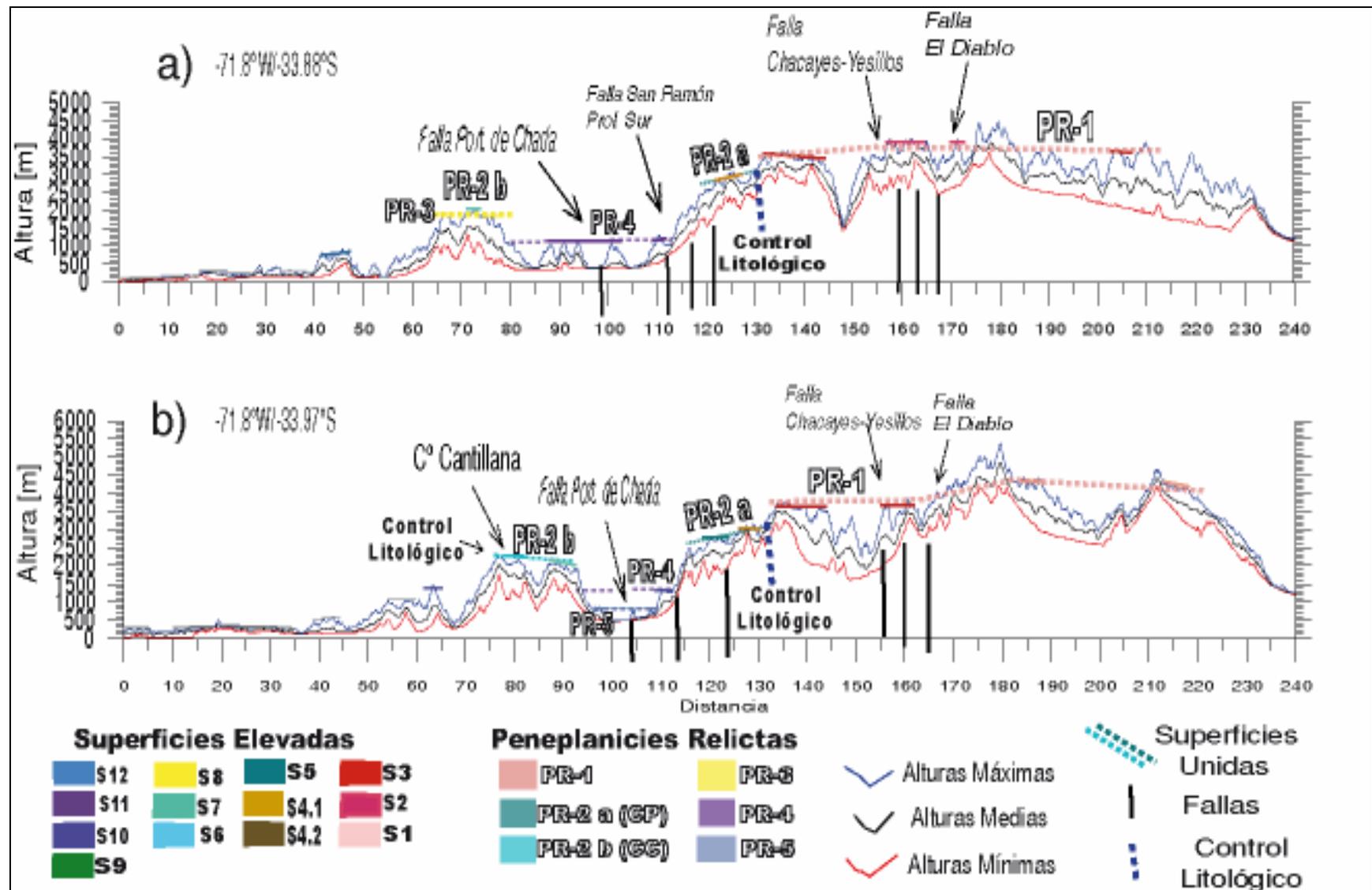


Figura 46. Perfiles geomorfológicos E-W mostrando las principales superficies elevadas cerca de Angostura de Paine, y las estructuras que limitan o dislocan estas superficies.

CRONOLOGÍA

El orden cronológico de las diferentes superficies es difícil determinarlo con precisión, sin embargo es posible realizar una cronología relativa y acotar la edad de las peneplanicies, en edades máximas y mínimas.

En la Cordillera de la Costa, la edad mínima de las peneplanicies relictas estaría dada por la edad Pleistocena de las terrazas marinas descritas por Encinas et al. (2006b, 2007) y Rodríguez (2008), ubicadas al oeste de las más bajas peneplanicies (PR-5). La edad máxima estaría dada por edades de exhumación del orden de los 40 Ma encontradas en Alto del Cantillana (ver Fock, 2005). Por esto es necesario realizar dataciones geocronológicas y termocronológicas para acotar con mayor precisión y exactitud la edad de las peneplanicies relictas ubicadas en esta unidad morfoestructural.

Sin embargo, es posible determinar una edad relativa de estas, sabiendo que la peneplanicie más alta reconocida en la Cordillera de la Costa (ubicada en el Cerro Cantillana, PR-2) es la más antigua, y por ende correspondería al primer pulso de alzamiento general de superficie, y la superficie más baja reconocida (PR-5) representaría el último pulso de alzamiento general de superficie (y probablemente el quinto, ya que este no se encuentra en equilibrio con su nivel base), con una edad de formación pre-Pleistoceno,. El resto de las peneplanicies relictas (PR-4 y PR-3) representarían los diferentes pulsos de alzamiento general de superficie (cuarto y tercero, respectivamente).

En la Cordillera Principal, la edad mínima de las peneplanicies estaría acotada por una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de un cuerpo intrusivo dacítico reconocido 2 km sobre el *thalweg* del Río Cachapoal, a una altura de 2850 m.s.n.m. (que es correlacionable con la superficie S4.1 aproximadamente o PR-2), dando 3.85 ± 0.18 Ma (Maksaev et al., 2004)

Fuera del área de estudio, cerca de la localidad de Los Queñes, a la latitud de la ciudad de Curicó, Charrier et al. (2002) obtuvo una edad de 4.2 ± 0.3 Ma en K-Ar para unas

lavas correlacionables con la Formación Cola de Zorro. Con esto la edad mínima para las peneplanicies es de 4 Ma aproximadamente.

La edad máxima de la peneplanicies debe estar dada por las rocas en las cuales se desarrollaron estas superficies de erosión, las que están representadas por una discordancia en el registro estratigráfico. La edad más joven de la rocas para esta discordancia, estaría dada por la edad de la franja de intrusivos de los 10 Ma en el que se encuentran el Plutón La Gloria (9.8 Ma en K-Ar, ver Fock, 2005) y el Plutón San Gabriel (11.4 ± 0.2 Ma y 10.6 ± 0.3 Ma en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar respectivamente; ver Fock, 2005).

En el Plutón La Gloria se reconoce una superficie elevada inmediatamente al noroeste del Embalse El Yeso, a una altura de 3800 m.s.n.m. aproximadamente, correlacionable con la superficie S2 (PR-1). Es decir, esta superficie correspondería a la más antigua de las superficies. A continuación se mostrará que la altura que alcanza esta superficie está relacionada temporalmente con la formación de las demás peneplanicies.

MODELO EVOLUTIVO

Farías et al. (2008) plantea que el alzamiento habría comenzado entre los 10,6 y 4,6 Ma, con una edad central de 7,6 Ma. Siguiendo su modelo, se puede obtener los diferentes niveles de peneplanicies de relictas que serían producto de un alzamiento diferencial de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal, el cual se habría generado, a lo menos, en cinco pulsos (Figura 47).

El alzamiento de superficie de la CCE y DC habría sido de más de 1,5 km, en tanto que en la Cordillera Principal y en la Cordillera Frontal habría sido de 2 - 2,5 km y más de 2,5 km, respectivamente. Esto se puede ver en la Figura 47, donde el tamaño de las flechas corresponde a la tasa de alzamiento relativa (mientras más grande la flecha, mayor es el alzamiento)

Este alzamiento diferencial explicaría el desarrollo de cinco relictos de peneplanicies (PR-5 a PR-1) y la altura actual que poseen. Este modelo también explicaría el

basculamiento hacia el oeste que presentan algunas superficies de la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa, y a escala mayor, el basculamiento del orógeno, como lo planteado por Farías et al. (2006) y Farías (2007).

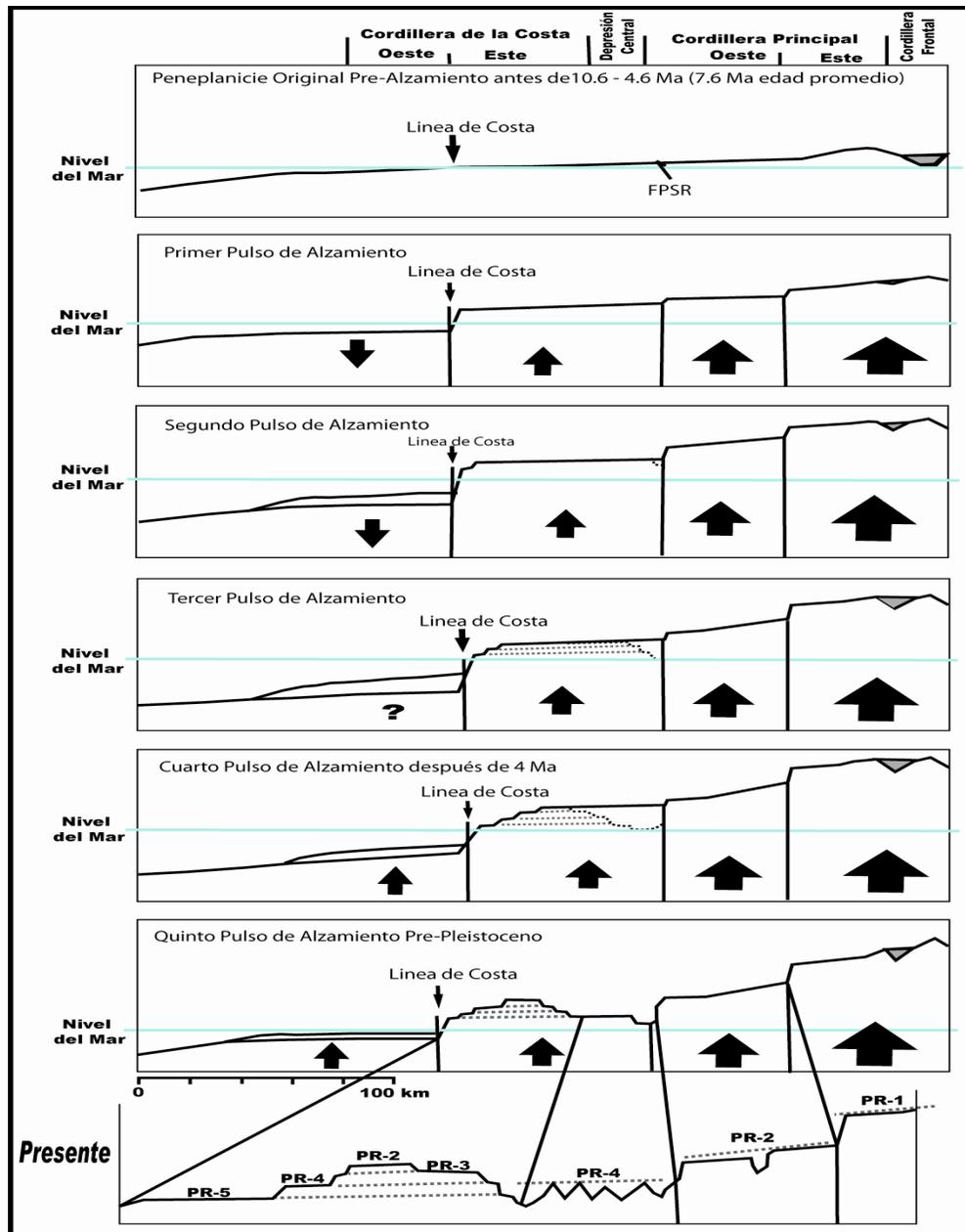


Figura 47. Evolución paleogeográfica ocurrida en el ante arco de Chile Central durante el Cenozoico Superior.

CONCLUSIONES

Las doce superficies reconocidas en este trabajo poseen alturas que van desde los 750-850 m.s.n.m. a los 4150-4300 m.s.n.m. Estas poseen una amplia distribución dentro la zona de estudio. Se desarrollan sobre distintas litologías dependiendo en que unidad morfoestructural se encuentren. Son dislocadas y limitadas por fallas, sobre todo aquellas ubicadas en la Cordillera Principal, a diferencia de las reconocidas en la Cordillera de la Costa y en la Depresión Central. Aquellas que se reconocen en la CC se desarrollan sobre rocas intrusivas, sedimentarias y volcano-sedimentarias de edad Mesozoica. Las superficies que se reconocen en la CP se desarrollan sobre rocas pertenecientes a la Formación Abanico, Farellones, intrusivos cenozoicos y rocas sedimentarias mesozoicas en su parte oriental. Por último, las que se reconocen en la DC se reconocen tanto sobre rocas mesozoicas y rocas cenozoicas (intrusivas, sedimentarias, volcano-sedimentarias)

El control litológico es un factor importante al preservar algunas de las peneplanicies más reconocibles, como por ejemplo la que se encuentra en el Cerro Cantillana (Figura 18, Figura 19 y Figura 46), o la que se encuentra en el sector de la mina de El Teniente (Figura 35 y Figura 46), sin embargo es posible encontrar otras superficies de bajo relieve que no se desarrollan sobre rocas intrusivas, como las reconocidas al oeste de Angostura de Pelequén, desarrolladas sobre rocas sedimentarias mesozoicas, o como las encontradas en el *plateau* existente al este del Cerro San Ramón, desarrolladas sobre rocas de la Formación Abanico.

Estas superficies elevadas, en su conjunto, conformaron una sola gran peneplanicie desarrollada a fines del Mioceno Superior - Plioceno Inferior. Posteriormente, esta fue alzada diferencialmente en bloques, produciendo un basculamiento hacia el oeste (Figura 47). Estos bloques corresponden a: Cordillera de la Costa Este y Depresión Central, el cual se habría alzado más de 1,5 km, Cordillera Principal Oeste, el cual se habría alzado entre 2 y 2,5 km, y Cordillera Principal Este y Cordillera Frontal, las cuales se habrían alzado más de 2,5 km.

La correlación de las doce superficies descritas resultó en un total de cinco peneplanicies relictas, que de menor a mayor altura son PR-5, PR-4, PR-3, PR-2 y PR-1. Estas evidencian, al menos, cinco pulsos de alzamiento general de superficie.

La edad de las peneplanicies disponibles en la Cordillera Principal está acotada por la edad del Plutón San Gabriel (9,8 Ma) y por la edad de un pórfido dacítico ubicado en la mina de El Teniente ($3.85 \pm 0,18$ Ma) y por unas lavas correlacionables con la Formación Cola de Zorro ($4,2 \pm 0,3$ Ma). Estas edades darían el rango de edad en el cual se desarrollo el evento general de peneplanización.

La edad de las peneplanicies disponibles en la Cordillera de la Costa está acotada por la edad Pleistocena de las terrazas marinas ubicadas en la CCW (la más baja de las peneplanicies sería mas antigua que estas, es decir pre-Pleistoceno), y por una edad de exhumación de 40 Ma tomada del Alto del Cantillana, para la superficie más alta.

Por lo anterior, es necesario realizar estudios termocronológicos y de isótopos cosmogénicos con el fin de constreñir con mayor precisión la edad del desarrollo de las peneplanicies.

REFERENCIAS

Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 p.

Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E. y Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 425-429.

Araneda, M., Avendaño, M.S. y Merlo, C., 2000. Modelo Gravimétrico de la Cuenca de Santiago, Etapa III Final. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, p. 404-408.

Baeza, O., 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los Ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 119 p.

Babault, J., Van den Driessche J., Bonnet S., Castellort S. y Crave A., 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, 24(2), TC2001, doi:2010.1029/2004TC001697.

Biró, L. 1964. Límite Titónico-Neocomiano en Lo Valdés. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 118 p.

Borde, J., 1966. *Les Andes de Santiago et leur avant-pays : étude de géomorphologie*, 559 s. pp., Union française d'impression, Bordeaux

Brüggen, J., 1950. Fundamentos de la Geología de Chile, 374 pp., Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.

Burbank, D.W. y Anderson, R.S., 2001. Rates of erosion and uplift. In *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science Eds., p. 131-158.

Cancino, A. 1992. Contribución a la petrología e interpretación tectónica de las rocas volcánicas triásicas y jurásicas de la región central de Chile (32-34° L.S.). Memoria, Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Santiago.

Carter, W. y Aguirre, L. 1965. Structural Geology of Aconcagua province and its relationship to the central Valley Graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 76, p. 651-664.

Charrier, R., y Munizaga F., (1979), Edades K-Ar de volcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile (34°15'S), *Revista Geológica de Chile*, N°17, p. 41-51.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. y Zurita, E., 2002a. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 117-139.

Charrier, R., Álvarez, P. y Zurita, E., 2002b. Hallazgo de Jurásico marino en la Faja Plegada y Corrida del Río Las Leñas, Alta Cordillera de Chile (34° 30' S). *Actas XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, 2002*. Vol. 1, p. 479-484.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A.R., 2005. The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and

Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh.* 236, (1-2), p. 43-47.

Cornejo, P. y Mahood, G., 1997. Seeing past effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contribution to Mineral Petrology*, Vol. 127, p. 159 – 175.

Cui, Z.J., Li, D.W., Wu, Y.Q. y Liu, G.G., 1999. Comment on planation surface. *Chinese Science Bulletin* 44, p. 2017-2022.

Davidson, J., 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de Nacientes del Teno, Curicó, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago. 160 p.

Davis, W. M., 1899, The geographical cycle, *Geogr. Journ.*, 14, p. 481-504.

Drake, R. E., Curtis, G. y Vergara, M. 1976. Potassium–argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes – latitude 33°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1, p. 285–295.

Encinas, A., Finger, K., Nielsen, S., Suárez, M., Peterson, D. y Le Roux, J., 2003. Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Neógena de Navidad (33°40'-34°15'S), Chile Central. *Actas X Congreso Geológico Chileno*, Concepción, CD ROM.

Encinas, A., V. Maksaev, L. Pinto, J. P. Le Roux, Munizaga F. y Zentilli M., 2006. Pliocene lahar deposits in the Coastal Cordillera of central Chile: Implications for uplift, avalanche deposits, and porphyry copper systems in the Main Andean Cordillera, *Journal of South American Earth Sciences*, 20 (4), p. 369-381.

Encinas, A., y Finger K. L., 2007, Sedimentologic, Paleontologic, and Ichnologic evidence for deep-marine Miocene deposition in the present Intermediate Depression and Coastal Cordillera of south-central Chile (38°30'-41°30'S), GEOSUR, Santiago, Chile.

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J. y Comte, D., 2006. Erosión versus tectónica en el origen de la Depresión Central de Chile central. Actas XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Vol. 1, p. 201-204.

Farías, M., Charrier R., Carretier S., Martinod J., Fock A., Campbell D., Cáceres J., y Comte D., 2008, Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S), Tectonics.

Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33°S y los 34°S. Tesis de Magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 179 p.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Makshev, V., Fanning, M. y Álvarez, P.P., 2005. Deformation and uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34°S. Proc. 6th. International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Barcelona, Spain, Editions IRD, p. 273-276.

Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L. y Féraud, G., 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33° S): una reinterpretación sobre la base de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Revista Geológica de Chile, Vol. 29, N° 2, p. 207- 225.

Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 398 p.

Gallego, A., 1994. Paleoambiente y mecanismos de depositación de la secuencia sedimentaria que aflora en el sector de Polpaico, Región Metropolitana, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Gana, P., Yáñez, G. y Wall, R., 1994. Evolución geotectónica de la Cordillera de la Costa de Chile Central (33°-34°S): control geológico y geofísico. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 38-42, Concepción.

Gana, P. y Tosdal, R.M., 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 23, N° 2, p. 151-164.

Gana, P. y Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33° 30' S). Revista Geológica de Chile, Vol. 24, N° 2, p. 145-163.

Giambiagi, L.B., 1999, Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Vol. 54, p. 361-374.

Giambiagi, L., Tunik, M. y Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30'S -34° S), western Argentina. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 14, p. 707-724.

Giambiagi, L., 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45' S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Vol. 58, Nº 1, p. 85-96.

Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Godoy, E. y Ramos, V.A., 2003a. The Control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua Fold and thrust belt, southern Andes. Tectonophysics, Vol. 369. p. 1-19.

Giambiagi, L., Ramos, V.A, Godoy, E., Álvarez, P.P. y Orts, S., 2003b. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. Tectonics, Vol. 22, Nº 4, 1041, doi:10.1029/2001TC001354.

Godoy, E. y Palma, W., 1990b. El corrimiento del Fierro y su propagación como plegamiento en el alto río Maipo, Andes de Chile Central; un evento Oligoceno a Mioceno inferior. 2º Simposio del Terciario en Chile, p. 97-104, Concepción.

Godoy, E. 1991. El corrimiento El Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el río Cachapoal, Chile central. VI Congreso Geológico Chileno, p. 515-519.

Godoy, E., Lara, L. y Burmester, R., 1994. El "Lahar" Cuaternario Colón-Coya: Una avalancha de Detritos Pliocena. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p.305-309.

Godoy, E., Yáñez, G. y Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Central Chilean Andes: first seismic and gravity evidences. Tectonophysics, Vol. 306, Nº 2, p. 217-236.

Gómez, R., 2001. Geología de las unidades volcanogénicas cenozoicas del área industrial de la Mina El Teniente, entre Colón y Coya, Cordillera Principal de Rancagua, VI Región. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 143 p.

González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. Revista Minerales, Santiago, Vol. 17, N° 81, p. 20-61.

Hallam, A., Biró-Bagóczkyl, L. y 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.

Hasler, K., 2007. Petrogénesis del magmatismo bimodal y metamorfismo de muy bajo grado del Cretácico Inferior de la Cordillera de la Costa, Chile Central (33°20'-34°00'S). Tesis de Magíster, Universidad de Chile, Santiago.

Jara, P., 2007. Geometría y Cinemática de la deformación en compresión del Neógeno en la hoya del Río Claro de Cauquenes (34°15'S-34°30'S), Cordillera Principal, Chile Central. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 111 p.

Kay, S.M., Mpdozis, C., Ramos, V.A. y Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28°S–33°S). Andean magmatism and its tectonic setting. Harmon, R.S., Rapela, C., (Eds). Geological Society of America, Special Paper 265, p. 113-137.

Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95 p.

Levi, B., 1968. Cretaceous volcanic rocks from a part of the coast range west from Santiago, Chile: a study in lithologic variation and burial metamorphism in the andean geosyncline. Doctor of Philosophy in Geology. Berkeley, University of California, 121 p.

Levi, B., 1970. Burial metamorphic episodes in the Andean Geosyncline, Central Chile Geologischen Rundschau, Vol. 59, p. 994–1013.

López-Escobar, L. y Vergara, M. 1997. Eocene-Miocene Longitudinal Depression and Quaternary volcanism in the Southern Andes, Chile (33-42.5°S): a geochemical comparison. Revista Geológica de Chile, Vol. 24, N° 2, p. 227-244.

Maksaev, V., F. Munizaga, M. McWilliams, M. Fanning, R. Mathur, J. Ruíz, y M. Zentilli (2004), New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, Re-Os, and fission-track dating: Implications for the evolution of supergiant porphyry Cu-Mo deposits, in Andean metallogeny: New discoveries, concepts and updates. Society of Economic Geologists Special Publication 11, p.15-54.

v

Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D. y Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'S-33°45'S). GSA Bulletin 115(12): p.1523-1537.

Palma, W., 1991. Estratigrafía y estructura de la Formación Colimapu entre el Estero del Diablo y el Cordón de Los Lunes, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 95 p.

Pardo-Casas, F. y 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.

Phillips, J.D., 2002. Erosion, isostasy, and the missing peneplains, *Geomorphology* 45, p. 225–241.

Pilger, R.H., 1983. Kinematics of South American subduction zone from global plate reconstructions. In *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs* (Cabre, R.; editor). American Geophysical Union, Geodynamic Series, N° 9, p. 113-126. Washington D.C., U.S.A

Piracés, R., 1976. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la Cuesta Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile. I Congreso Geológico Chileno, Santiago.

Piracés, R., 1977. Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, región de Aconcagua. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Ramos, V.A., Godoy, E., Lo Forte, G. y Aguirre-Urreta, M.B., 1991. La Franja Plegada y Corrida del Norte del Río Colorado, Región Metropolitana, Chile Central. VI Congreso Geológico Chileno, Santiago, p. 323-327.

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.

Rivera, O.M., y Falcón, M.F. 2000. Secuencias de relleno de cuencas volcano-tectónicas transversales Oligo-Miocénicas en los alrededores del yacimiento El Teniente (33°45'-34°30'S). IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile.

Rodríguez, M. P., 2008. Evolución de la erosión y del relieve del antearco de Chile Central (33°S-34°S) durante el Neógeno mediante el análisis de minerales pesados detríticos y la geomorfología. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 246 p.

Sellés, D., 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 1, p. 555-558.

Sellés, D. y Gana, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Escala 1:100.000.

Sernageomin, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, N° 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 11, N° 3, p. 211 -215.

Stern, C. R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F. y Varela, J. 1984a. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastics flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Chaucha and Río Papagayos (Argentina). Revista Geológica de Chile, N° 23, p. 39–52.

Tavera, J., 1968. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. Universidad de Chile, Departamento de Geología, (inédito), 9 p. Santiago.

Tebbens, S.F. y Cande, S.C., 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, N° B6, p. 12061-12084.

Thiele, R. y Katsui, Y., 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Publicación, N° 35, 23 p.

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

Thiele, R., Beccar, I., Levi, B., Nyström, J.O. y Vergara, M., 1991. Tertiary Andean volcanism in a caldera-graben setting. *Geologische Rundschau*, Bd. 80, H. 1, p. 179-186.

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., Kanamori, H., 1979. Back-Arc Opening and the Mode of Subduction. *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, N° B3, p. 1049-1059.

Uyeda, S., 1987. Chilean v/s Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics. *Circum Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*. Morgan y Francheteau (Ed). *Geodynamics Series*, Vol. 18, p. 1-7.

Vergara, M., Levi, B., Nyström, J.O. y Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 107, N° 12, p. 1427-1440.

Vergara, M., Morata D., Hickey-Vargas R., L. Lopez-Escobar y Beccar I., 1999. Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbun area, Linares Precordillera, central Chile (35 degrees 35 '-36 degrees S), *Revista Geológica de Chile*, N° 26(1), p. 23-41.

Vergara, M., López-Escobar, L., Palma, J. L., Hickey-Vargas, R. y Roeschmann, C., 2004. Late Tertiary episodes in the area of the city of Santiago de Chile: new geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 17, p. 227–238.

Wall, R., Gana, P., Gutierrez, A., 1996. Mapa Geológico del área San Antonio-Melipilla, Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N° 2, escala 1:100.000, 1 anexo.

Wall, R., Sellés, D. y Gana, P., 1999. Área Til Til-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas geológicos N° 11, escala 1:100.000, 1 anexo, Santiago.

Yáñez, G., Gana, P. y Fernández, R., 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile, central. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 25, N° 2, p. 175-198.

Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C. y Sellés, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, p. 23–38.

ANEXOS

TERMOCRONOLOGÍA Y GEOCRONOLOGÍA

Las dataciones radiométricas U-Th/He en apatito y circón se realizarían a cargo de José Luis Antinao.

Con esto se puede calcular la edad y, eventualmente, tasas de exhumación utilizando las edades obtenidas con el método U-Th/He. Esto dado que las dataciones de U-Th/He pueden presentar una variación con la altitud relativa a la cual se encuentran las muestras, encontrándose las edades más jóvenes en las partes bajas y las edades mayores en las partes topográficamente más altas. La tasa de exhumación (TE) se obtiene con la formula $TE = z/a$, donde z representa la profundidad que la roca ha recorrido hasta la superficie desde el enfriamiento bajo la temperatura de cierre de cada mineral y a es la edad en que la muestra se enfrió bajo su temperatura de cierre (Burbank y Anderson, 2001)

DATACIÓN RADIOMÉTRICA U-Th/He EN APATITO Y CIRCÓN

La geocronología U-Th/He se basa en la desintegración radiactiva natural del U y del Th. La cadena de desintegraciones de ambos elementos genera partículas alfa (núcleos de 4He) que se acumulan en la estructura cristalina adyacente a los átomos de U y Th.

Ventajas del método U-Th/He

- Gran producción de partículas de He por unidad de tiempo. Esto permite datar rocas desde pocos miles de años hasta millones de años.
- Numerosos minerales tienen U y Th en cantidades ppm o ppb.

- El Helio es un gas inerte y se puede aislar muy fácilmente (incluso de los otros gases nobles).
- La comparación de edades de varios minerales de una misma muestra puede dar pistas sobre la fiabilidad de los resultados
- La atmósfera sólo contiene ~5 ppm de He, lo que implica muy poca contaminación de las muestras por el aire (0.00052%)
- Es un método comparativamente rápido y barato respecto Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, etc.

Inconvenientes del método U-Th/He

- Es difícil, o imposible distinguir todas las fuentes de helio presentes en la muestra (helio atmosférico, inicial, radiogénico, etc.). Por suerte su abundancia natural (aire, agua) es muy baja y la contaminación es poco probable.
- Posibilidad de pérdida de helio por difusión u otros fenómenos.
- Hay que medir el He y el (U-Th) en dos partes separadas de la misma muestra lo que se traduce en problemas de inhomogeneidad, aunque hoy en día se han desarrollado métodos para superar este problema.
- No suele dar información genética (excepto que se mida también el ^3He).

La fórmula de acumulación del ^4He es (en número de átomos):

$$^4\text{He} = 8 \text{ }^{238}\text{U} (e^{1238 \cdot t} - 1) + 7 \text{ }^{235}\text{U} (e^{1235 \cdot t} - 1) + 6 \text{ }^{232}\text{Th} (e^{1232 \cdot t} - 1)$$

(1)

Esta ecuación (1) debe ser resuelta por iteración, ya que la edad está presente en tres exponenciales simultáneamente. Por transformación del número de átomos de ^{235}U , ^{238}U y ^{232}Th a mg/g y el He expresado en moles/g:

$$4\text{He} = 0.0336 \text{ }^{238}\text{U} (e^{1238 \cdot t} - 1) + 0.0298 \left(\frac{\text{ }^{238}\text{U}}{137.88} \right) (e^{1235 \cdot t} - 1) + 0.0258 \text{ }^{232}\text{Th} (e^{1232 \cdot t} - 1) \quad (2)$$

La ecuación anterior se puede simplificar si el U y el Th se convierten en mg/g y la ecuación correspondiente puede ser aproximada por un polinomio con el fin de calcular la edad directamente en un intervalo definido. El método funciona como sigue (t está expresado en Ma). Calcular:

$$\text{Th}_{\text{Coeff}} = 0.2375 - 1.6103 \cdot 10^{-5} t - 8.06469 \cdot 10^{-10} t^2 - 2.54226 \cdot 10^{-13} t^3 \quad (3)$$

Hay que asumir un valor inicial de la edad en la fórmula (3). Sin embargo, la dependencia de Th_{Coeff} de la edad es débil (Th_{Coeff} vale 0.237 a 10 Ma y 0.234 a 200 Ma). El polinomio de interpolación (3) tiene un error relativo máximo del 0.05% desde 1 Ma hasta 3600 Ma (se incrementa a 0.23% a 4560 Ma). Calcular:

$$x = \frac{4\text{He}}{\text{U} + \text{Th}_{\text{Coeff}} \cdot \text{Th}}$$

[U y Th en mg/g, ^4He en moles/g]

(4)

Finalmente calcular la edad con el siguiente polinomio de interpolación, que tiene una precisión mejor que 0.1 Ma desde 1 Ma hasta 500.0 Ma.

$$t [\text{Ma}] = 0.05 + 1.8552 \cdot 10^{11} x - 3.0444 \cdot 10^{18} x^2 \quad (5)$$

Para el rango típico de edades del método (U-Th)/He (< 200 Ma), un valor de Th_{Coeff} de 0.236 funciona bien y tiene muy poco error, por lo que puede calcularse la edad directamente con las ecuaciones (4) y (5). El cálculo de acumulación de ^4He es de

análisis compleja resolución, el cual incluye iteraciones y aproximaciones resueltas por sistemas computacionales.

A pesar de lo anterior, este método ha sido muy desarrollado en la última década para termocronología de apatito y circón. Los resultados obtenidos se comparan con otros termocronómetros (ej. trazas de fisión, Ar-Ar) para dilucidar los fenómenos de levantamiento tectónico, siendo algunos minerales que se usan en este método son Apatito, Titanita, Hematita Fluorita, Granate, Aragonito, Anfíbol, Langbeinita y Leucita.

Las dataciones se realizarían a cargo de José Luis Antinao.

Con esto se puede calcular la edad y, eventualmente, tasas de exhumación utilizando las edades obtenidas con el método U/Th-He. Esto dado que las dataciones de U/Th-He pueden presentar una variación con la altitud relativa a la cual se encuentran las muestras, encontrándose las edades más jóvenes en las partes bajas y las edades mayores en las partes topográficamente más altas. La tasa de exhumación (TE) se obtiene con la formula $TE = z/a$, donde **z** representa la profundidad que la roca ha recorrido hasta la superficie desde el enfriamiento bajo la temperatura de cierre de cada mineral y **a** es la edad en que la muestra se enfrió bajo su temperatura de cierre (Burbank y Anderson, 2001)