

Deformación frágil de los depósitos neógenos de la cuenca de Navidad (Cordillera de la Costa, 34°S, Chile central)

Alain Lavenu

Institut de Recherche pour le Développement (IRD-LMTG - UMR5563 -
UR 154, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France
Alain.Lavenu@ird.fr

Alfonso Encinas

Departamento de Geología de la Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
aencinas@cec.uchile.cl

RESUMEN

En la cuenca neógena de Navidad, situada en la Cordillera de la Costa de Chile central (~34°S), se identificaron una serie de deformaciones frágiles que fueron generadas durante el Mioceno Tardío y el Plioceno. A partir del análisis numérico de planos de microfallas y sus estrías, se determinaron las direcciones principales de los esfuerzos producidos por diversos eventos tectónicos extensionales y compresivos. Los resultados obtenidos en la cuenca de Navidad permiten concluir que durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano se produjo una extensión con dirección desconocida. Posteriormente, una deformación extensional, de dirección aproximada este-oeste, afecta a esta zona durante todo el Plioceno. Durante esta época se produce un corto pulso tectónico compresivo de dirección este oeste. A pesar de este evento compresivo la cuenca marina de Navidad se desarrolló esencialmente en un ambiente tectónico extensional durante todo el Neógeno.

Palabras claves: Neógeno, Deformación frágil, Navidad, Cordillera de la Costa, Chile Central, Andes.

ABSTRACT

Brittle deformation of the Neogene deposits of the Navidad Basin (Coastal Cordillera, 34°S, central Chile). In the Neogene Navidad Basin, located in the Coastal Range of central Chile (34°S), a series of brittle deformations generated during the Late Miocene and Pliocene, were observed. Based on the numerical analysis of microfault planes and their slickensides, the main stress directions, caused by various extensional and compressive tectonic events, were determined. Results obtained in the Navidad Basin indicate that an extension of unknown direction occurred during the Late Miocene-Early Pliocene. Thereafter, extensional deformation orientated approximately east-west, affected this zone during the whole of the Pliocene. During this epoch a short east-west compressive pulse occurred. In spite of this compressive event, the marine Navidad Basin developed essentially in an extensional tectonic regime during the entire Neogene.

Key words: Neogene, Brittle deformation, Navidad, Coastal Cordillera, Central Chile, Andes.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera de la Costa de Chile central ha sido objeto de una gran cantidad de estudios específicos, principalmente relacionados con la petrolo-

gía de las rocas intrusivas y con estudios de las secuencias estratigráficas mesozoicas (e.g., Hervé *et al.*, 1988; Nasi y Thiele, 1982; Gana y Wall,

MARCO GEOLÓGICO

El segmento sur de los Andes centrales se divide en una serie de unidades morfoestructurales que presentan un rumbo norte sur a N10°E. De oeste a este, estas unidades son: 1) la Cordillera de la Costa que consiste en una cadena montañosa con altitudes que varían entre los 1.000 y 2.000 metros; 2) la Depresión Central, una cubeta tectónica que actúa como cuenca de sedimentación local; 3) la Cordillera Principal, donde se encuentran las mayores altitudes (de 2.000 a casi 7.000 m) así como el arco volcánico actual; 4) la zona subandina, caracterizada por la presencia de una franja plegada y corrida (Mpodozis y Ramos, 1989).

La zona de estudio se encuentra situada en el flanco oeste de la Cordillera de la Costa, entre la ciudad de San Antonio al norte y Punta Topocalma al sur (33°S/34° 30'S/72° W/72° 15'W). Esta área se ubica inmediatamente al sur de la zona de subducción de la dorsal asísmica Juan Fernández, la cual se localiza frente a las costas de Valparaíso (33°04'S) (von Huene *et al.*, 1997). Dicha dorsal constituye el límite sur de una zona de subducción plana. Entre los 28° y 33°S, el margen continental, situado por encima de esta zona de subducción plana, se caracteriza por 1) la presencia de un régimen tectónico fuertemente compresivo, expresado fundamentalmente en la zona de las Sierras Pampeanas (Argentina), 2) por la ausencia de un volcanismo cuaternario y 3) por la ausencia de una depresión central. El margen continental, situado al sur de los 33°S, se caracteriza, en cambio, por la presencia de volcanes activos y de una cuenca tectónica o depresión central (Jordan *et al.*, 1983, 2001; Mpodozis y Ramos, 1989; Ramos, 2000; Ramos y Aleman, 2000).

Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio está formada por un basamento constituido por rocas plutónicas y metamórficas del Paleozoico, Triásico y Jurásico, por rocas sedimentarias marinas del Cretácico, Eoceno y Neógeno y por sedimentos cuaternarios (Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996).

Las rocas cretácicas corresponden a la Formación Punta Topocalma (Cecioni, 1978). Dichas rocas consisten en una sucesión marina del Cretácico Tardío que aflora en la zona de Punta Topocalma y en un pequeño afloramiento en la playa de Algarrobo. Las rocas de edad eocena afloran tan sólo

en la playa de Algarrobo donde sobreyacen a la secuencia cretácica (Gana *et al.*, 1996).

Las rocas neógenas afloran en buena parte de la zona costera al sur de San Antonio, fundamentalmente en las inmediaciones del pueblo de Navidad, y presentan afloramientos más dispersos y restringidos en la zona situada al norte de San Antonio. Finalmente, los sedimentos cuaternarios se encuentran representados por arenas y gravas continentales, de probable edad pleistocena, y por depósitos marinos, fluviales y aluviales del Holoceno (Gana *et al.*, 1996).

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL NEÓGENO

En el área situada entre San Antonio y Punta Topocalma, afloran las formaciones Navidad y La Cueva (Brüggen, 1950; Tavera, 1979) (Fig. 1). La Formación Navidad fue descrita por primera vez por Darwin (1846). Posteriormente, diversos autores propusieron diferentes divisiones estratigráficas para esta formación (Etchart, 1973; Tavera, 1979; Cecioni, 1978; Chambers, 1985; Gana *et al.*, 1996), siendo la más utilizada la propuesta por Tavera (1979), quien divide la Formación Navidad en los Miembros Navidad, Lincancho y Rapel. La Formación La Cueva fue definida por primera vez por Brüggen (1950) en la localidad de Las Damas, 12 kilómetros al sur de Litueche. Nuevos estudios estratigráficos, paleontológicos y sedimentológicos realizados por uno de los autores (AE) llevan a proponer una nueva organización de la sucesión neógena del área de Navidad que será presentada en una futura contribución. Para el presente artículo, sin embargo, se utilizó la estratigrafía propuesta por Tavera (1979) para la Formación Navidad y Brüggen (1950) para la Formación La Cueva.

A continuación se presenta una síntesis de las características sedimentológicas y edades de la Formación Navidad, dividida en tres miembros, y la Formación La Cueva (Fig. 2), poniendo especial énfasis en aquellos fósiles y estructuras sedimentarias que permitan conocer los movimientos verticales de la cuenca con el objeto de poder relacionar estos con los distintos regímenes de esfuerzos que afectaron a esta zona.

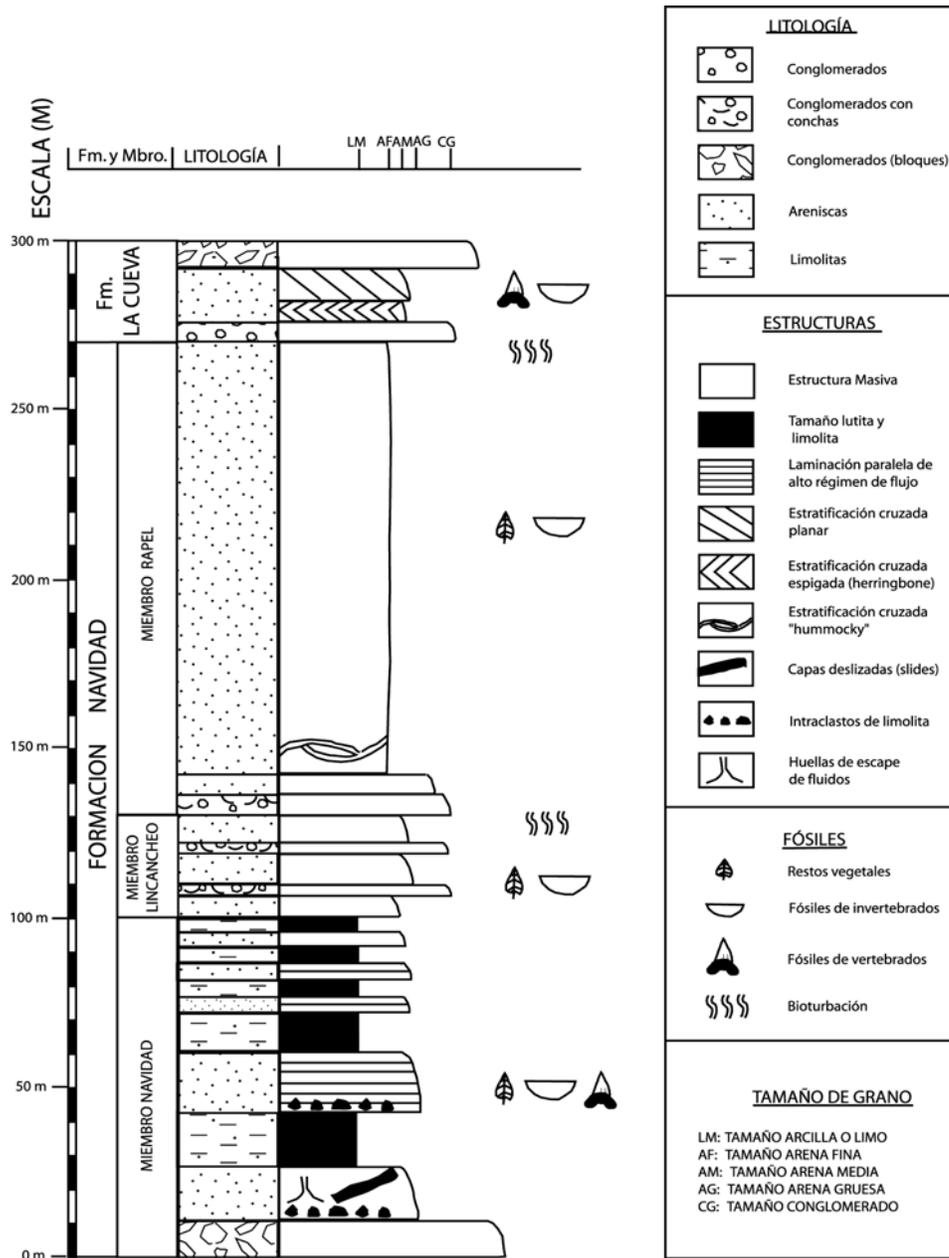


FIG. 2. Columna estratigráfica compuesta de los Miembros Navidad, Lincancho y Rapel, pertenecientes a la Formación Navidad, y de la Formación La Cueva. La columna no es real, fue realizada por medio de columnas parciales obtenidas en distintos afloramientos del área de estudio.

FORMACIÓN NAVIDAD

El Miembro Navidad presenta un espesor aproximado de entre 100 y 200 m. Sobreyace al basamento paleozoico y a rocas sedimentarias

cretácicas de la Formación Punta Topocalma (Cecioni, 1978) e infrayace al Miembro Lincancho. Presenta un conglomerado basal, interpretado como un conglomerado costero, sobre el cual se apoya una alternancia de areniscas, limolitas y en menor

proporción conglomerados, que en general presentan un abundante contenido fosilífero (Martínez y Osorio, 1964; Tavera, 1979; Martínez-Pardo y Valenzuela, 1979; Méon *et al.*, 1994). Las facies más importantes están constituidas por areniscas masivas, alternancias de limolitas y areniscas con secuencias de Bouma, conglomerados macizos, brechas sedimentarias, capas deslizadas ('slides') y capas de limolitas. Estas facies son interpretadas como el producto de la alternancia de flujos de gravedad y decantación de finos que habrían tenido lugar en el talud continental (Encinas *et al.*, 2003a, b). Esta interpretación está apoyada por la presencia de foraminíferos bentónicos, entre las que se encuentran los géneros *Bathysiphon*, *Melonis*, *Osangularia*, *Pleurostomella*, *Siphonodosaria* y *Sphaeroidina*, los cuales indican una profundidad mínima de depositación de 1.500 m (Encinas *et al.*, 2003a, b; Finger *et al.*, 2003). La edad de este miembro, determinada por medio de los foraminíferos planctónicos va desde el Tortoniano (Mioceno Tardío, aproximadamente 11 Ma) (escala de tiempo de Gradstein *et al.*, 2004) hasta el Plioceno Temprano (K. Finger, comunicación oral, 2004).

El Miembro Lincancho aflora fundamentalmente en la localidad de Lincancho. Sobreyace al Miembro Navidad y al basamento granítico y subyace al Miembro Rapel, presentando un espesor de entre 20 y 30 metros. En las inmediaciones de Rapel se apoya directamente sobre el basamento granítico, presentando abundantes fósiles de *balanus* sp. adheridos al mismo. Esta unidad está constituida predominantemente por areniscas de grano fino de color gris que presentan algunas intercalaciones de bandas de limolitas, con abundantes moldes de hojas e intercalaciones de conglomerados y coquinas que forman capas de pocos centímetros de espesor. Se interpreta que este miembro fue depositado en un ambiente marino somero, probablemente deltaico (Encinas *et al.*, 2003a). No se encontraron fósiles ni otro tipo de indicadores que pudiesen acotar su edad. No obstante, las relaciones estratigráficas indicarían una edad pliocena.

El Miembro Rapel sobreyace al Miembro Lincancho en algunas zonas y en otras se sitúa directamente sobre el basamento granítico. Su potencia máxima, medida en las inmediaciones de Rapel, es de 143 m. Presenta un conglomerado transgresivo marino en su contacto con el Miembro Lincancho (Buatois y Encinas, en prensa). Las facies más características de este miembro son las de arenis-

cas de grano fino y aspecto masivo que presentan abundantes restos vegetales. En algunos sectores de las inmediaciones de Rapel presenta, en su parte basal, facies de conglomerados clasto y matriz-soportados, areniscas con clastos angulosos del basamento, de tamaños decimétricos, y areniscas con estratificación cruzada 'hummocky' en las cuales a veces es posible observar grandes clastos flotantes del basamento (Encinas *et al.*, 2003a). La presencia de facies de conglomerados matriz-soportados y de areniscas con estratificación cruzada 'hummocky', junto con la gran cantidad de restos vegetales en la base de la sucesión sugiere que esta formación fue depositada por un 'flood dominated delta', es decir, un delta dominado por grandes avenidas (Buatois y Encinas, en prensa), como ha sido indicado por Mutti *et al.* (2000) para interpretar las estructuras tipo 'hummocky'. No se han encontrado fósiles que permitan acotar su edad, pero las relaciones estratigráficas indicarían una edad pliocena.

FORMACIÓN LA CUEVA

Esta formación se apoya sobre el Miembro Rapel en algunas zonas y directamente sobre el basamento granítico en otras. En su contacto con el Miembro Rapel presenta una superficie firme ('firmground') con abundante bioturbación de *Gastrochaenolites* sp. cubierta por un conglomerado transgresivo marino (Buatois y Encinas, en prensa). El espesor máximo de esta formación fue calculado en 100 m, aunque la mayor parte de las secciones no presentan más de 30 metros de potencia. En esta formación predominan las facies de areniscas con estratificación cruzada planar, estratificación cruzada 'herringbone' y en artesa en menor medida. Estas facies generalmente muestran una abundante bioturbación de tipo *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*. En los cerros que rodean la localidad de Las Damas, las facies de areniscas presentan en su techo capas de conglomerados, con abundante matriz volcánica, que están formados por grandes clastos, en su mayoría volcánicos, que pueden llegar a alcanzar varios metros de diámetro. Estos conglomerados son interpretados como depósitos de lahares (Encinas *et al.*, en prensa). La Formación La Cueva se interpreta fue depositada en un ambiente de delta dominado por el oleaje. Su edad es pliocena, basada en fósiles de moluscos y dientes de tiburón, así como en

dataciones radiométricas efectuadas en un clasto de escoria (K/Ar en roca total) y en clastos de pómez ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y anfíbola) contenidos en la sucesión (Encinas *et al.*, en prensa).

Los datos sedimentológicos y paleontológicos obtenidos de las sucesiones neógenas del área de Navidad permitieron identificar los movimientos tectónicos verticales que experimentó la zona costera de Chile central durante el Neógeno. La cuenca de Navidad sufrió una importante subsidencia durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano, alcanzando una profundidad aproximada de 1.500 m (Encinas *et al.*, 2003a, b). Posteriormente, durante el Plioceno, la cuenca fue alzada alcanzando profundidades de plataforma (inferiores a los 200 m) y registrando la depositación de los Miembros Lincancho y Rapel, y de la Formación La Cueva (Encinas *et al.*, 2003a). La presencia de *balanus*

sp., en el contacto del Miembro Lincancho con el basamento y de conglomerados transgresivos en el contacto entre los Miembros Lincancho y Rapel y entre el Miembro Rapel con la Formación La Cueva, indican que se produjeron regresiones marinas seguidas por transgresiones en los intervalos anteriores a la depositación de estas unidades. Aunque no podemos descartar un origen eustático para dichas transgresiones la presencia de conglomerados matriz soportados y grandes clastos angulosos en la base del Miembro Rapel sugieren que estas fueron debidas a pequeños pulsos de subsidencia de la cuenca (Encinas *et al.*, 2003a; Buatois y Encinas, en prensa). Tras la depositación de la Formación La Cueva, la cuenca es definitivamente emergida, probablemente durante el Plioceno Tardío o Pleistoceno Inferior, finalizando la sedimentación marina en la misma.

NATURALEZA Y CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL NEÓGENA

METODOLOGÍA

Las evidencias de las deformaciones instantáneas producidas por fallamiento en las unidades neógenas, objeto de este estudio, se pueden observar en afloramientos ubicados a lo largo de la costa, así como en las orillas de ríos o bordes de carreteras. Estas unidades se encuentran poco deformadas, presentándose generalmente horizontales (Fig. 3) y con pocas evidencias de plegamiento o fallamiento, lo que dificultó la obtención de medidas. Las fallas estudiadas son de escala métrica a decamétrica y pueden ser normales, inversas o de rumbo.

Se analizó la deformación frágil de las capas de cada una de las unidades sedimentarias del área de Navidad. El estudio se inició en las unidades más jóvenes, para tratar de caracterizar la deformación más reciente, continuándose el análisis en las unidades más antiguas. Una vez analizado el conjunto de las deformaciones, se restó la deformación más reciente de las deformaciones más antiguas que afectan a las unidades basales, y se analizaron las deformaciones restantes. Este proceso se repite las veces necesarias hasta que quede una sola dirección de deformación, que sería la deformación más antigua. El análisis de los tensores de esfuer-

zos se realizó con el programa de cálculo de Carey y Mercier (E-C-G GEOLDYNSOFT, v 4.0, 1987). De manera general, para efectuar el análisis microtectónico, no se necesita conocer el tamaño de las fallas, ni tampoco la magnitud de su rechazo. Una microfalla es tan característica de la deformación y/o del estado de esfuerzo como una falla grande (Mattauer y Mercier, 1980; Angelier, 1994). Las observaciones que caracterizan la cinemática de una falla son: la orientación del plano (rumbo y manteo) y la dirección y el sentido del deslizamiento, que se obtienen de la medición del ángulo de barrido de las estrías presentes en el plano de falla (Gephart y Forsyth, 1984; Marrett y Allmendinger, 1990). Si se supone que el deslizamiento se produce según la dirección del esfuerzo de cizalle aplicado sobre el plano de falla, un tensor de esfuerzo desviatorio principal puede ser calculado a partir de un conjunto de fallas estriadas (Carey y Brunier, 1974; Carey, 1976, 1979). A partir de los métodos de aproximación de Anderson (1951); Wallace (1951); Bott (1959) y Price (1966), numerosos autores han propuesto métodos de cálculo cuantitativos por computador (e.g., Yin, 1996), que han sido utilizados para interpretar la cinemática de las fallas en los medios rocosos altamente fracturados. Las hipótesis de base de todos estos métodos



FIG. 3. Vista al este de los estratos del Miembro Navidad (Formación Navidad) en Boca Pupuya, aproximadamente 1 km al norte de la falla inversa que afecta a estos estratos (ver Fig. 7). La foto muestra la horizontalidad de las capas y la ausencia de deformación que caracterizan generalmente las sucesiones neógenas en la mayor parte del área de Navidad.

numéricos implican que deben tenerse en cuenta una serie de condiciones para poder ser aplicados: i) deben aplicarse a un sector particular, ii) deben aplicarse a un solo evento tectónico, iii) dicho evento debe estar caracterizado por un tensor de esfuerzo homogéneo y único [es decir, que el material debe tener un comportamiento homogéneo e isótropo y que sobre cada plano de falla el deslizamiento responsable de la formación de la estría debe efectuarse según la dirección y el sentido del esfuerzo de cizalle calculado actuando sobre el plano de falla] y iv) se supone que no existe una deformación continua al interior de los bloques separados por fallas, no hay rotación de los bloques durante la deformación y los desplazamientos a lo largo de las estrías son independientes y pequeños en relación con la longitud de las fallas. Si todas estas condiciones se cumplen, la deformación, de tipo discreta, se produce como desplazamientos relativos de bloques rígidos a lo largo de los planos de falla (para más información ver Sébrier *et al.*, 1985; Ritz y Taboada, 1993; Lavenu *et al.*, 1995; Lavenu y Cembrano, 1999a, b).

La determinación del sentido de desplazamiento a lo largo de los planos de falla se efectúa por medio de la medida del desplazamiento de estructuras geológicas, como por ejemplo un estrato. En caso de que el desplazamiento a lo largo del plano

de falla no pueda ser determinado, se procede al análisis de indicadores cinemáticos que pueden indicar el sentido relativo del movimiento (Petit, 1987; Petit y Laville, 1987; Petit *et al.*, 1983). Los criterios más usados para determinar el sentido del movimiento en rocas no calcáreas son: los cizalles de tipo Riedel o fallas secundarias, las lúnulas o intersecciones curvas en medialuna, los relieves estriados o estriación 'hacia arriba', las grietas de tensión, las cristalizaciones en zonas protegidas y las figuras de detención de elementos estriadores.

Para poder determinar un tensor de esfuerzo a partir de una población de N fallas estriadas, es necesario que $N > 4$, ya que para resolver el tensor se necesitan los valores de los tres ángulos de Euler y el valor de la relación de forma del elipsoide de esfuerzos ($R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$) (Bott, 1959; Carey y Brunier, 1974). Una vez obtenido el tensor de esfuerzo, este permite calcular el ángulo entre el vector del movimiento observado (estria) y el vector del movimiento calculado. Si en un sector determinado tan sólo existen direcciones de fallas inhomogéneas para un solo evento tectónico, o un número insuficiente de fallas ($N < 4$) que no permiten llevar a cabo un cálculo del tensor, la validez de estas medidas se puede comprobar a partir de un 'test' que se efectúa por medio del programa GEOLDYNSOFT (Carey y Mercier, 1987). Para ello

se aplica el resultado del tensor de esfuerzos, obtenido del análisis de fallas de un área cercana, a las medidas 'insuficientes' del sector problemático, y se verifica si son compatibles o no con el tensor vecino. Así se puede determinar si se observa la misma dirección de deformación en ambos sectores. Con respecto a dichos métodos hay que tener en cuenta que el uso de los mismos sin precauciones puede conducir a un cálculo engañoso que muestre varios tensores de esfuerzo diferentes en vez de un estado de esfuerzo único. Por ende, una separación en diferentes familias de fallas estriadas debe estar necesariamente basada sobre los datos geológicos, teniendo en cuenta su cronología y sus relaciones con los eventos tectónicos regionales.

RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE LAS DEFORMACIONES

Los depósitos estudiados se encuentran esencialmente constituidos por areniscas, conglomerados, brechas y limolitas de actitud generalmente subhorizontal. Este tipo de rocas, al contrario de otras más compactas como las calizas, generalmente presentan planos de fallas con escasas microestructuras o indicadores cinemáticos claros. A pesar de ello, pudimos identificar un número suficiente de planos de fallas que nos permitieron efectuar cálculos de tensores de esfuerzo en la mayor parte de los sectores del área de estudio.

DEFORMACIÓN DE LOS DEPÓSITOS PLIOCENOS

El análisis de fallas que afectan a los depósitos pliocenos (Miembros Lincancho, Rapel y Formación La Cueva) se llevó a cabo en la localidad de Lincancho, donde se estudió la deformación del Miembro Lincancho y en la cuesta de Los Leones, 2 km al sur de Rapel, donde se estudió la deformación de la Formación La Cueva. Se midieron 7 fallas normales en Lincancho y 6 en la cuesta de Los Leones (Fig. 1). Las fallas estudiadas en Lincancho aparentemente afectan tan sólo a los estratos basales del afloramiento. A pesar del número reducido de datos, el análisis de los planos de fallas y de sus estrias hizo posible la realización de cálculos a partir del algoritmo de Carey-Mercier, obteniéndose direcciones de extensión en ambos sectores. Así, en Lincancho se determinó una dirección $\sigma_3 = N306^\circ E$, mientras que en la cuesta de Los

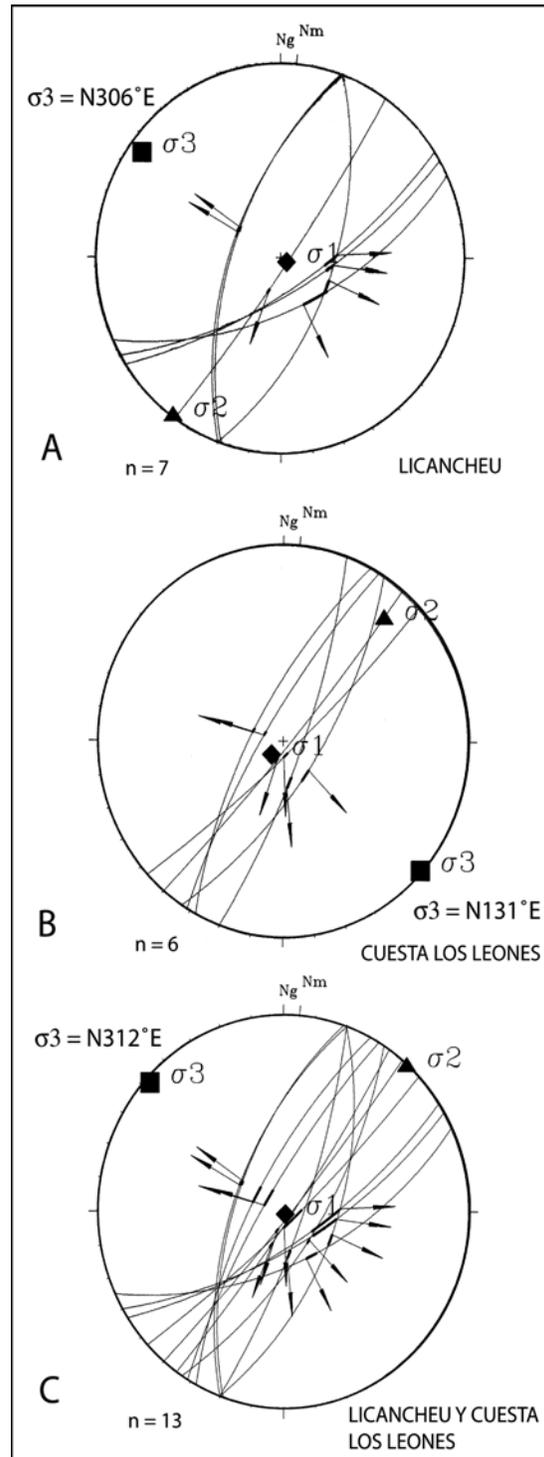


FIG. 4 Estereoplots de los datos de las fallas en extensión de dirección NW-SE en depósitos pliocenos. Sector Lincancho (A); Sector cuesta Los Leones (B); Suma de los datos de los sectores Lincancho y Los Leones (C).

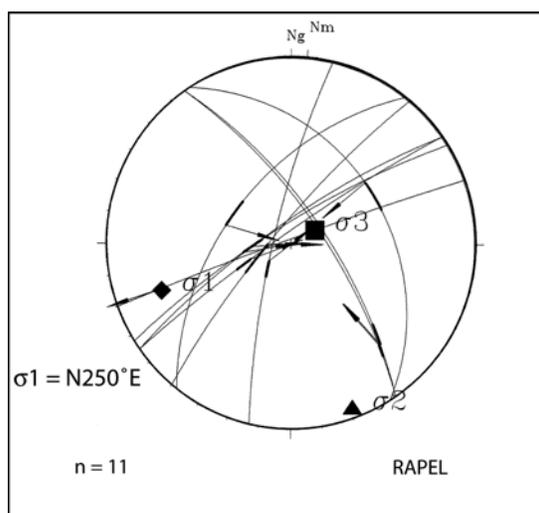


FIG. 5. Estereoplot de los datos de las fallas en compresión de dirección WSW-ESE en depósitos pliocenos del sector Rapel.

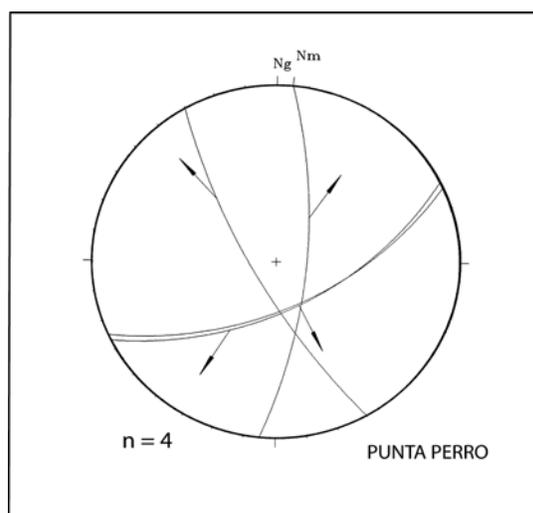


FIG. 6. Estereoplot de los datos de las fallas en extensión en depósitos del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano del sector Punta Perro.

Leones se determinó una dirección $\sigma_3 = N131^\circ E$ (Fig. 4a y b). Juntando las medidas de ambos sitios se obtiene una dirección principal de extensión idéntica, $\sigma_1 = N312^\circ E$ (Fig. 4c).

También se efectuaron análisis en el Miembro Rapel, al borde del río del mismo nombre, ca. 500 m al este del pueblo de Rapel. En este afloramiento, se midieron 12 fallas inversas con componente de rumbo, de las cuales 11 fallas hicieron posible efectuar un cálculo de tensor. La dirección de compresión en el sitio Rapel es $\sigma_1 = N250^\circ E$ (Fig. 5). La única falla no compatible con este cálculo podría ser compatible con una dirección de compresión N-S cuyo posible origen se discute más adelante. En la cuesta de Los Leones, los afloramientos del Miembro Rapel, que en este sector infrayace a la Formación La Cueva, no permitieron la observación de fallas, tanto normales como inversas.

DEFORMACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DEL MIOCENO TARDÍO-PLIOCENO TEMPRANO

El análisis de las deformaciones que afectan al Miembro Navidad, de edad Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, fue efectuado en tres sectores: Punta Perro, La Boca de Pupuya y Punta Topocalma.

En la playa de Punta Perro, se midieron un total de 4 fallas con rechazos de entre 1 a 10 metros. Las

estrías de dichas fallas indican un movimiento normal. El reducido número de fallas (<4), sin embargo, nos impidió realizar un cálculo de tensor (Fig. 6).

En La Boca de Pupuya (Fig. 7), una falla kilométrica de dirección ESE-WNW ($N120^\circ E$) y con manteo de 57° al sur, pone en contacto una granodiorita paleozoica con los estratos del Miembro Navidad. Estas capas, de dirección $N150^\circ E$ a $N160^\circ E$, están verticalizadas e incluso invertidas. En este sitio se midieron solamente 5 fallas inversas que no permitieron realizar el cálculo de un tensor válido debido a que las orientaciones de sus estrías son demasiado diferentes entre sí. Sin embargo, se efectuó el 'test' con GEOLDYNSOFT, a partir de los resultados obtenidos en el sitio Rapel, el cual permitió comprobar que estas fallas son compatibles con una dirección de compresión aproximadamente este-oeste.

En Punta Topocalma (Fig. 8), una falla inversa hectométrica a kilométrica, de dirección ENE-WSW y con manteo al sureste ($N60^\circ E-53^\circ S$), pone en contacto tectónico al Miembro Navidad, así como a estratos cretácicos de la Formación Punta Topocalma que la subyacen, con una granodiorita del Paleozoico. En este afloramiento, el análisis de 6 planos de fallas inversas ligadas a la falla principal permite calcular una dirección de esfuerzo con $\sigma_1 = N123^\circ E$.

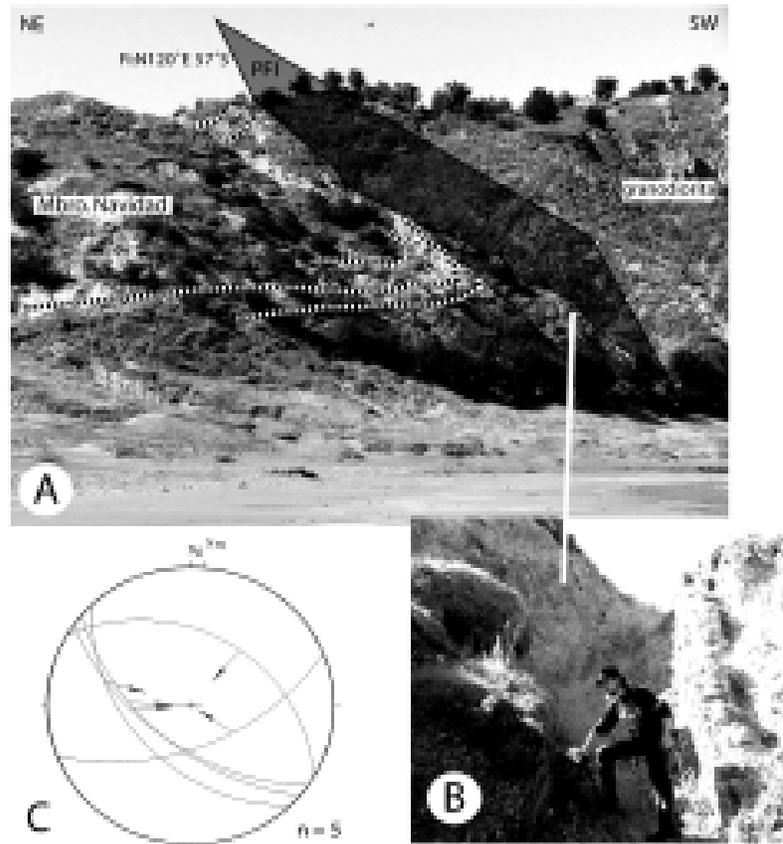


FIG. 7. Falla inversa en la playa de Boca Pupuya. **A-** la falla (Fi) pone en contacto una granodiorita paleozoica con los estratos del Miembro Navidad. La dirección del plano principal de falla (PFI) es N120°E con un manteo de 57°SW. El movimiento inverso de la falla pliega las capas de los estratos miocenos (línea discontinua) según un eje cercano a norte-sur. La compresión es aproximadamente este-oeste; **B-** detalle de las capas subverticales en el contacto con el plano de falla; **C-** 'estereoplot' de los datos de las fallas compatibles con una dirección de compresión este-oeste.

Por último, en el sector de Candelero (Fig. 1), en estratos basales del Miembro Navidad, se observaron una serie de planos subhorizontales que,

debido a su forma bastante irregular y a la ausencia de estrías, son interpretados como fallas sinsedimentarias.

INTERPRETACIÓN

Las observaciones de terreno y el análisis microtectónico evidencian la ocurrencia de cuatro eventos tectónicos diferentes que afectaron a los estratos de la Formación Navidad y la Formación La Cueva durante el Neógeno (Tabla 1). Tres de

estos eventos tectónicos son extensionales, presentando el más antiguo una dirección desconocida y los otros dos una dirección ESE-WNW. También existe un evento compresivo, de dirección promedio E-W (ENE-WSW a ESE-WNW).

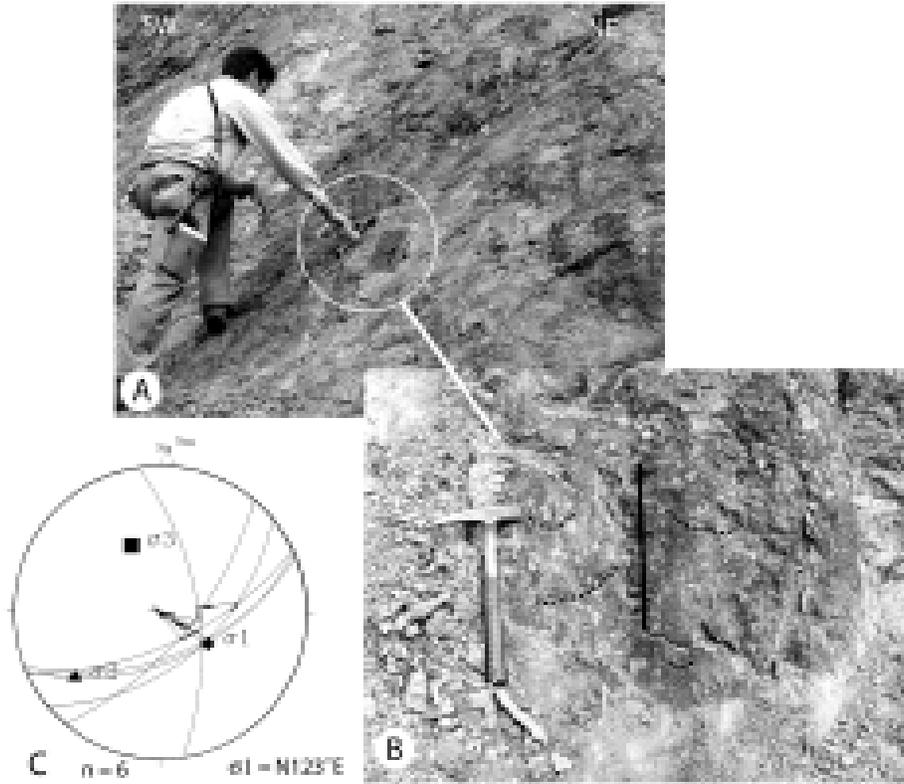


FIG. 8. Detalle del plano de la falla inversa de Punta Topocalma. **A-** la actitud de este plano de falla es N60°E con un manto de 50 a 60°SE. El mango del martillo indica la dirección de las estrías. Las flechas pequeñas, en el círculo, indican que el bloque superior, aquí ausente, se movió hacia arriba, mientras que el bloque inferior, visible en la foto, se movió hacia abajo. **B-** detalle de A. La línea negra indica la dirección de las estrías. Indicadores cinemáticos en forma de lúnula (línea punteada) indican que la falla es inversa. **C** - Estereoplot de los datos de las fallas compatibles con una dirección de compresión ESE-WNW.

DEFORMACIÓN EXTENSIONAL

En la cuesta de Los Leones, en la formación pliocena La Cueva, se observa una deformación extensional de dirección $\sigma_3=N131^\circ E$. En Licancheu, en estratos del Miembro Licancheo, también de edad pliocena pero más antiguos que los anteriores, se obtuvo una dirección de esfuerzo $\sigma_3=N306^\circ E$, similar a la anterior. En este sector las fallas normales observadas se interpretan como fallas sinsedimentarias, ya que aparentemente tan sólo afectan a la parte basal de los estratos. Entre estas dos unidades se encuentra el Miembro Rapel en el cual no se pudo encontrar evidencias de extensión en los afloramientos estudiados. Así se plantea el problema de saber si el Miembro Licancheo y la Formación la Cueva fueron afecta-

dos por un único evento extensional o si, como sugiere el posible carácter sinsedimentario de las fallas de Licancheu, estamos en presencia de dos eventos extensionales diferentes, separados en el tiempo pero con la misma dirección de deformación.

En Punta Perro, en los estratos basales del Miembro Navidad, también se observaron fallas en extensión. A partir de la dirección de extensión ESE-WNW calculada para el Miembro Licancheo, un test nos permitió concluir que tres de las cuatro fallas normales no son compatibles con esta dirección de extensión, por lo que lo más probable es que se trate de un evento extensional diferente y anterior al que afecta al Miembro Licancheo y a la Formación La Cueva. Debido al pequeño número de fallas no se pudo calcular la dirección de esfuerzos para este evento extensional.

TABLA 1. PARÁMETROS DE LOS TENSORES DE ESFUERZOS DESVIATORIOS CALCULADOS A PARTIR DE LAS FALLAS NORMALES (PARTE SUPERIOR DE LA TABLA) Y DE LAS FALLAS INVERSAS Y DE RUMBO-INVERSAS (PARTE INFERIOR DE LA TABLA) DE LOS DEPÓSITOS NEÓGENOS DE LA CUENCA DE NAVIDAD.

Sitios	Edades de las unids.	No. de datos	Latitud S	Longitud W	Principales direcciones de esfuerzos						
					σ_1		σ_2		σ_3		R
					Azimut	Buzam.	Azimut	Buzam.	Azimut	Buzam.	
Cuesta Los Leones	Plioceno	6	33°58'	71°43'	223°	80°	41°	10°	131°	0°	0.88
Licancheu	Plioceno	7	33°55'	71°47'30	124°	86°	216°	0°	306°	4°	0.75
Los Leones + Licancheu	Plioceno	13	-	-	144°	88°	42°	0°	312°	2°	0.83
Punta Perro	Mio. Tard. Plio. Temp.	4	33°54'30	71°50'	-	-	-	-	?	?	-
Rapel	Plioceno	11	33°57'	71°43'	250°	17°	159°	3°	60°	73°	0.48
La Boca de Pupuya	Mio. Tard. Plio. Temp.	5	34°	71°53'	E-W	-	-	-	-	-	-
Punta Topocalma	Mio. Tard. Plio. Temp.	6	34°08'	72°	123°	48°	233°	17°	336°	37°	0.91

Los distintos sitios de medidas se muestran en la figura 11. Los azimuts fueron medidos en sentido horario, a partir del norte; R (σ_2 - σ_1 / σ_3 - σ_1) indica la relación de forma del elipsoide de esfuerzo ($0 < R < 1$). Se considera una declinación magnética de 5°.

DEFORMACIÓN COMPRESIVA

En Rapel, en la ribera del río del mismo nombre, los estratos pliocenos del Miembro Rapel presentan evidencias de una deformación en compresión cuya dirección de esfuerzo es $\sigma_1 = N250^\circ E$ (ENE-WSW). En Boca de Pupuya (Fig. 9) las capas del Miembro Navidad se presentan en general subhorizontales. Sin embargo, los estratos se encuentran verticalizados en la zona de contacto con la falla inversa ya mencionada, lo que se interpreta como un plegamiento de arrastre producido por el movimiento de dicha falla. De esta forma se inter-

preta que el pliegue de arrastre y la falla inversa son contemporáneos y compatibles con una dirección de acortamiento cercana a este-oeste.

En Punta Topocalma (Fig. 9), la falla que pone en contacto los estratos neógenos y cretácicos con una granodiorita paleozoica mantea hacia las capas del Miembro Navidad, lo que en principio indicaría que se trata de una falla normal. Sin embargo, la observación de las estrías y el análisis del sentido del último movimiento a partir de los indicadores cinemáticos confirman el carácter inverso de esta falla. Se interpreta por tanto que dicha falla fue formada por un proceso de inversión tectónica.

DISCUSIÓN

Haciendo una síntesis de las deformaciones observadas en cada unidad (Figs. 10 y 11) se puede establecer una cronología de las deformaciones que afectaron a los estratos de las formaciones Navidad y La Cueva durante el Mioceno Tardío y Plioceno. Esta cronología se encuentra

dificultada por el hecho de que los afloramientos de las unidades neógenas están bastante alejados entre sí y son de pequeño tamaño, lo que dificulta el poder establecer correlaciones entre los mismos. Además, en cada uno de ellos tan sólo es posible observar un solo tipo de deformación, sea compre-

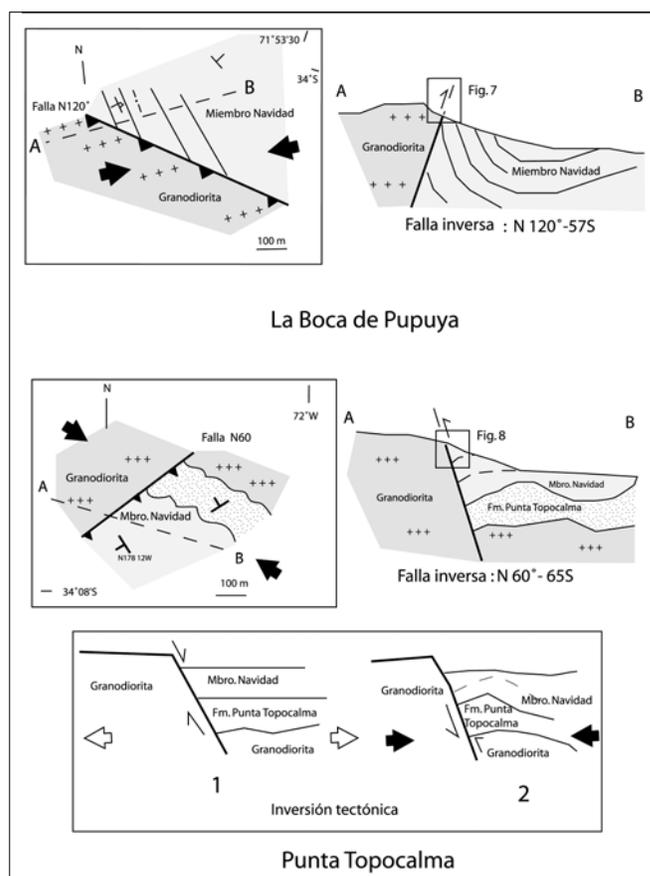


FIG. 9. Interpretación de la deformación compresiva ESE-WNW. Arriba, en La Boca de Pupuya, una falla inversa pone en contacto una granodiorita paleozoica con las capas neógenas del Miembro Navidad. Abajo, en Punta Topocalma una falla inversa pone en contacto las capas neógenas del Miembro Navidad y unos estratos cretácicos de la Formación Punta Topocalma que las infrayacen con una granodiorita paleozoica. Esta falla se interpreta como una falla normal (1) reactivada durante el evento tectónico en compresión ESE-WNW (2), lo que explica el manteo del plano de falla hacia las capas más jóvenes.

siva o extensional. Esto, sumado a la escasez de fallas que afectan a estos estratos, la dispersión de las mismas y la falta de dataciones precisas de los depósitos pliocenos de las formaciones Navidad y La Cueva, impide el poder precisar con exactitud las edades de las deformaciones que afectan al área de estudio. Sin embargo, es posible establecer una cronología relativa entre las deformaciones, que se enumeran de la letra a (más antigua) a la d (más moderna) (Fig. 12).

Etapa distensiva (a). En primer lugar, se produjo un evento tectónico extensional que afectó a las capas del Miembro Navidad. No fue posible determinar la dirección de deformación debido al pequeño número de fallas. La presencia de una serie de planos subhorizontales, con forma bastante irregu-

lar y sin estrías, que se encuentran en el sector de Candellero y que son interpretados como fallas sinsedimentarias, sugiere la posibilidad de que las fallas normales y con estrías que afectan a esta unidad sean también fallas sinsedimentarias, formadas como consecuencia de la importante subsidencia que sufrió la cuenca entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano. **Etapa distensiva (b).** Posteriormente, durante el Plioceno, se produjo la sedimentación de los depósitos de plataforma del Miembro Lincancho, que se depositaron tras el alzamiento de la cuenca de sedimentación. Esta unidad presenta una serie de fallas normales, probablemente sinsedimentarias, que fueron formadas como producto de una dirección de extensión ESE-WNW. **Etapa compresiva (c).** La deformación

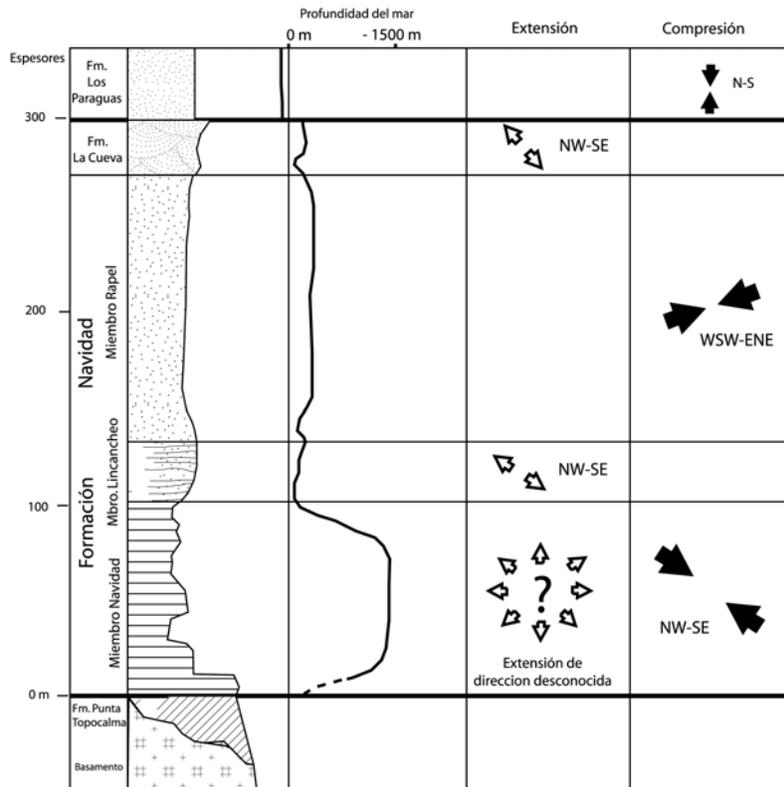


FIG. 10. Compilación de las direcciones de deformación y profundidad de deposición de las distintas unidades citadas en el texto.

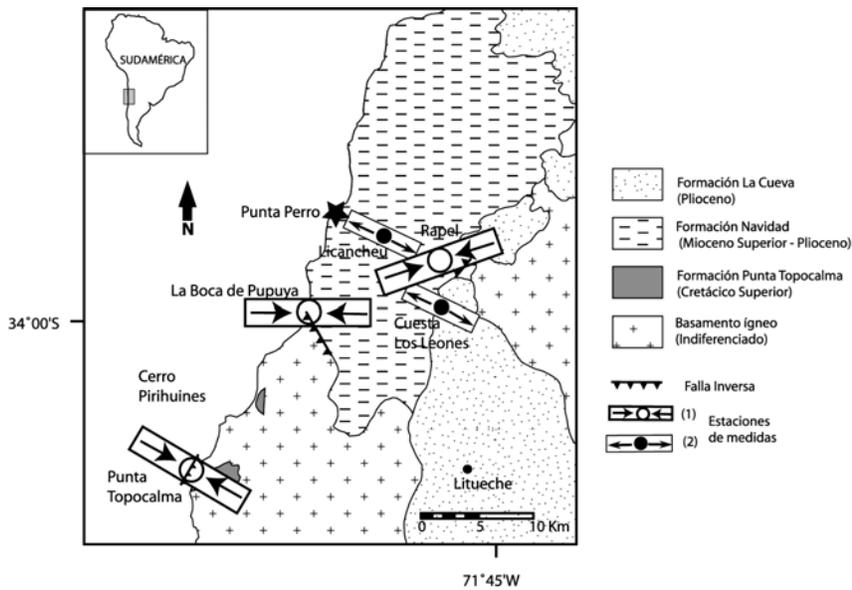


FIG. 11. Direcciones principales de los esfuerzos en compresión (estaciones de medidas 1) y en extensión (estaciones de medidas 2) calculadas en cada sector a partir del análisis de las microfallas. Las fallas normales no han sido representadas debido al pequeño tamaño de las mismas con respecto al tamaño del mapa.

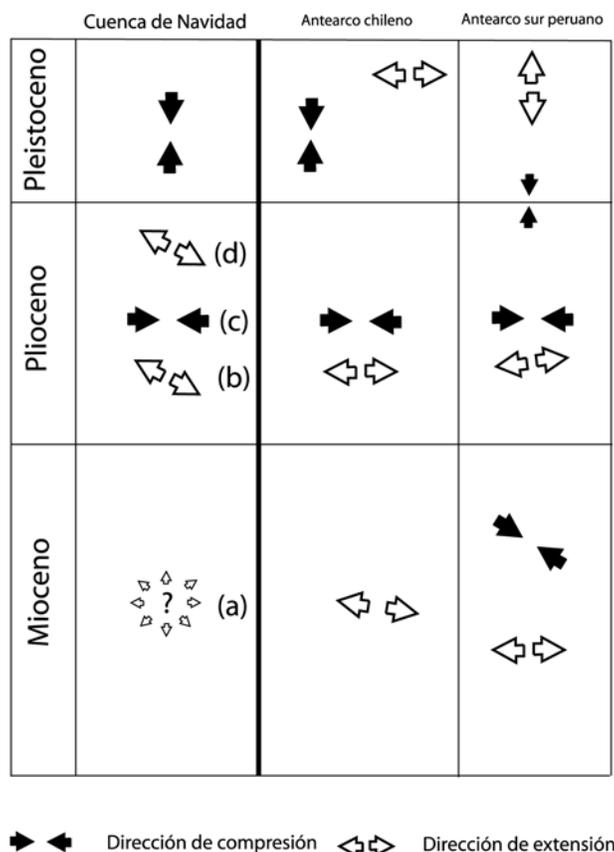


FIG. 12. Promedio de las direcciones de deformación principales registradas en la cuenca de Navidad durante el Neógeno y comparación de las mismas con el promedio de las deformaciones conocidas en el antearco de Chile [zonas de Caldera (27°S) y Mejillones (23°S)] y del sur de Perú. [zonas de Pisco a Moquegua (14 a 18°S)] para el mismo período (referencias en texto). Las letras a, b, c y d indican las distintas etapas distensivas y compresivas que afectaron a los estratos miocenos y pliocenos de la cuenca de Navidad.

más importante, en cuanto al tamaño y distribución regional de las fallas, es la deformación compresiva observada tanto en el Miembro Navidad como en el Miembro Rapel. Esta dirección principal de compresión tiene un promedio este-oeste y varía de $\sigma_1=N123^\circ E$ en Punta Topocalma a $\sigma_1=N250^\circ E$ en Rapel. **Etapa distensiva (d)**. Por último, los depósitos de la Formación La Cueva están afectados por una deformación extensional de dirección principal ESE-WNW.

Debido a la escasez de fallas en el área de estudio y al hecho de que no se hayan identificado fallas normales en el Miembro Rapel no se puede saber con certeza si el evento extensional ESE-WNW, que afecta a los estratos de la Formación La Cueva, es el mismo que afecta a las capas del

Miembro Lincancho. Tampoco se puede tener la certeza absoluta de que el evento compresivo que afecta a los estratos de los Miembros Navidad y Rapel sea anterior al evento extensional que afecta a la Formación La Cueva. Las fallas inversas, producto de dicho evento compresivo, presentan longitudes y desplazamientos importantes pero fueron identificadas en tan sólo 4 sitios. Su ausencia en los estratos de la Formación La Cueva podrían deberse tan sólo a la falta de buenos afloramientos que permitan la identificación de dichas fallas inversas.

Estudios realizados en depósitos continentales pleistocenos de la Formación Los Paraguas (Fuenzalida y Varela, 1964) que afloran en los alrededores de San Antonio, ca. 20 km al norte del área de

estudio, indican la presencia de fallas inversas generadas por una compresión pleistocena nort-sur, con $\sigma_1=N185^\circ E$ (Lavenu y Cembrano, 1999a; Lavenu, 2005). Un 'test', llevado a cabo sobre la totalidad de las fallas medidas en los sedimentos neógenos y estudiadas en este artículo, indica que sólo 3 ó 4 fallas inversas serían compatibles con esta dirección de compresión. Se trata de un número de fallas pequeño y no significativo, lo que permite concluir que la mayoría de las fallas medidas en los estratos de la cuenca de Navidad fueron producidas por deformaciones anteriores al Pleistoceno, y tendrían por tanto una edad mínima pliocena.

Los trabajos realizados por otros autores en el área costera de Chile son en general escasos y, al igual que en la zona de Navidad, tropiezan con el problema de que las sucesiones sedimentarias están poco deformadas y que las etapas de deformación son difíciles de datar. En el área de Caldera (27°S) Marquardt *et al.* (2004) identificaron dos eventos tectónicos, uno extensional, de dirección noreste-suroeste a este-oeste atribuido al Mioceno Tardío-Pleistoceno Temprano, y otro compresivo, de dirección noroeste-sureste a este-oeste y edad pliocena tardía. No es posible establecer sin embargo, la temporalidad relativa entre ambos eventos (Marquardt *et al.*, 2004). En la península de Mejillones (23°S) también se ha identificado una deformación extensional, que se extiende desde el Mioceno al Holoceno, de acuerdo a Niemeyer *et al.* (1996). González *et al.* (2003) sugirieron que el relleno mio-plioceno del norte de la península (Caleta Herradura) sería contemporáneo con la deformación en extensión. En esta zona, también, se identificó un evento compresivo, de edad pliocena y de dirección este-oeste, que afecta a fallas normales del Mioceno-Plioceno Inferior (Marquardt *et al.*, 2000, 2004). En el ante-arco de Chile centro y sur (33°-45°S), Lavenu y Cembrano (1999a, 1999b) identificaron, también, una deformación compresiva de dirección este-oeste y edad pliocena. En el sur de Perú (16°S), en los depósitos pliocenos de la Formación La Planchada, se observa una deformación extensional sinsedimentaria y una deformación compresiva posterior de edad Plioceno-Pleistoceno (Huaman, 1985; Macharé *et al.*, 1986).

Los eventos extensionales que afectan tanto al área de Navidad como a otras zonas de Chile probablemente están asociados con la subsidencia de dichas cuencas durante el Neógeno. En el caso

de Navidad se produjo una subsidencia muy importante durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano que dio lugar a la sedimentación del Miembro Navidad y que probablemente originó la etapa distensiva (a) de dirección desconocida (Fig. 12). Tras su alzamiento hasta profundidades de plataforma la cuenca de Navidad experimentó una serie de regresiones y transgresiones marinas que han dado origen a la sedimentación de los Miembros Lincancho y Rapel y de la Formación La Cueva. Dichas transgresiones probablemente se deben a pequeños pulsos subsidentes, algunos de los cuales podrían haber dado lugar a las etapas distensivas (b) y (d), de dirección aproximada NW-SE. La importante subsidencia experimentada por la cuenca de Navidad probablemente se produjo por la erosión tectónica de la parte inferior de la placa continental, como ha sido postulado para explicar la subsidencia neógena de los márgenes continentales de Perú (von Huene y Suess, 1988), Japón (von Huene y Lallemand, 1990), Costa Rica (Vannucchi *et al.*, 2001) y Guatemala (Vannucchi *et al.*, 2004). En Chile, la deformación extensional que afecta a la zona de Antofagasta también ha sido atribuida a erosión tectónica (Niemeyer *et al.*, 1996). La erosión tectónica, al ser un proceso de escala regional, permitiría explicar la importante subsidencia de la cuenca de Navidad y la pequeña deformación y escasez de fallas en los estratos de dicha cuenca, al igual que ha sido postulado para los márgenes de Perú y Japón (von Huene y Lallemand, 1990). Dicho evento permitiría además explicar los desplazamientos del arco volcánico registrados en Chile central durante el Neógeno (Kay *et al.*, 2005).

En este ambiente de deformación extensional, el evento compresivo (c), de dirección aproximada E-W que afecta a los estratos de los Miembros Navidad y Rapel es más difícil de explicar. Dicho evento puede ser correlacionable con la compresión este-oeste, de edad pos- 3 Ma que está bien documentada en todos los Andes centrales, tanto en la zona costera pacífica como en la Cordillera Principal y la zona subandina (e.g., Ahlfed y Branisa, 1960; Martínez, 1980; Lavenu y Ballivian, 1980; Sébrier y Macharé, 1980; Allmendinger, 1986) y que Mercier *et al.* (1992) atribuyeron a cambios en el ángulo de la subducción. El hecho de que las fallas características de dicha deformación compresiva se concentren en un número reducido de

sectores dentro de la zona costera pacífica, incluyendo el área de Navidad, donde los estratos se presentan por lo general horizontales, indica que los esfuerzos se desarrollaron preferentemente en

la Cordillera Principal y en el sector subandino, donde la deformación fue mucho más importante (Giambiagi *et al.*, 2003).

CONCLUSIONES

Los estudios tectónicos llevados a cabo en la cuenca de Navidad (~34°S, Chile central) nos permitieron identificar una serie de deformaciones frágiles que fueron generadas durante el Mioceno Tardío y el Plioceno. En dicha área se identificó un primer evento de deformación extensional que probablemente fue contemporáneo con una importante subsidencia de la cuenca durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano. No fue posible identificar la dirección de los esfuerzos responsables de dicha deformación. Posteriormente, durante el Plioceno, la cuenca fue sometida a un importante

alzamiento, pasando de una profundidad de más de 1.500 m a una profundidad de plataforma, inferior a los 200 m. Estos nuevos depósitos sufrieron una nueva deformación extensional con dirección NW-SE. Aparentemente, ningún evento compresivo tuvo lugar entre estos dos eventos extensionales. Posteriormente la cuenca fue sometida a una deformación compresiva de dirección este-oeste y finalmente, un último evento extensional de dirección este-oeste parece afectar a los depósitos neógenos más jóvenes.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado por el Convenio entre el Institut de Recherche pour le Développement (IRD) y la Universidad de Chile, el Proyecto de investigación C00U01 de ECOS-Sud, el Programa MECE Educación Superior UCH0010, la Beca PG/50/02 del Departamento de Posgrado y Postítulo de la Universidad de Chile y el Proyecto Fondecyt 1010691. Los autores agradecen cordialmente a J. Le Roux que hizo interesantes observaciones al

manuscrito. Agradecen, además, las valiosas contribuciones y sugerencias de los evaluadores G. Arancibia (SERNAGEOMIN), G. González (Universidad Católica del Norte, Chile) y M. Pino (Universidad Austral de Chile) por la revisión del texto. Para los autores es grato expresar sus agradecimientos al Editor de la Revista Geológica de Chile, M. Suárez.

REFERENCIAS

- Ahlfed, F.; Branisa, L. 1960. Geología de Bolivia. *Instituto Boliviano del Petroleo, Don Bosco Editorial*: 245 p. La Paz.
- Allmendinger, R. 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America, Bulletin* **97**: 1070-1082.
- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. *Oliver and Boyd*: 206 p. Edinburgh.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *In Continental deformation* (Hancock, P.L.; editor). *Pergamon Press, Tarrytown*: 53-100. New York.
- Bott, M.H.P. 1959. The Mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine* **96** (2): 109-117.
- Brüggen, J. 1950. Fundamento de la Geología de Chile. *Instituto Geografico Militar*: 374 p. Santiago, Chile.
- Buatois, L.; Encinas, A. (En prensa). La icnofacies de Glossifungites en el contacto entre las Formaciones Rapel y La Cueva, Plioceno de la Cordillera de la Costa, Chile: Su significado estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana*.

- Carey, E. 1976. Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse de 3ème cycle (Unpublished), *Université de Paris Sud*: 138 p.
- Carey, E. 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique* **21** (1): 57-66.
- Carey, E.; Brunier, B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, D* **269**: 891-894.
- Carey, E.; Mercier, J.L. 1987. Software E.C.G.-GEOLDYNSOFT-4.0.
- Cecioni, G. 1978. Petroleum possibilities of the Darwin's Navidad Formation near Santiago, Chile. *Publicación Ocasional del Museo Nacional de Historia Natural, Chile* **25**: 3-28.
- Cecioni, G. 1980. Darwin's Navidad embayment Santiago Region, Chile as a model of the southeastern Pacific shelf. *Journal of Petroleum Geology* **2**: 309-321.
- Chambers, M. 1985. Sedimentology of the Miocene-Pliocene Navidad Formation. Central Chile. Memoria de Magister (Inédito), *Ohio State University*: 213 p. USA.
- Covacevich, V.; Frassinetti, C. 1980. El género *Ficus* en el Mioceno de Chile Central con descripción de *F. Gayana* sp. nov. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural* **37**: 281-294. Santiago, Chile.
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. *Smith, Elder and Co.*: 279 p. London.
- Encinas, A.; Finger, K.; Nielsen, S.; Suárez, M.; Peterson, D.; Le Roux, J. 2003a. Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Neógena de Navidad (33°40'S-34°15'S), Chile Central. In *Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas (CD Rom)*: 10 p. Concepción.
- Encinas, A.; Le Roux, J.; Finger, K.; Peterson, D.; Suárez, M.; Nielsen, S. 2003b. Age and Deposition of the Lower Navidad Formation in Central Chile. In *Latin-american Congress of Sedimentology* **3**: 160-161. Bélem-Pará, Brasil.
- Encinas, A.; Maksiav, V.; Pinto, L.; Le Roux, J.; Munizaga, F.; Zentilli, M. (En prensa). Pliocene lahar sediments deposited in a marine delta system, Coastal Cordillera of Central Chile: their relation with avalanche deposits, uplift and porphyry copper systems in the Main Andean Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Etchart, H. 1973. Geología del área San Enrique-Bucalemu, Provincia de Santiago. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*: 176 p.
- Finger, K.; Encinas, A.; Nielsen, S.; Peterson, D. 2003. Microfaunal indications of Late Miocene deep-water basins off the Central coast of Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas (CD Rom)*: 8 p. Concepción.
- Fuenzalida, H.; Varela, J. 1964. Geología del Cenozoico de la región de Cartagena y San Antonio. *Sociedad Geológica de Chile, Resúmenes* **6**: 17-18.
- Gana, P.; Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas ⁴⁰Ar/³⁹Ar y K/Ar de un *hiatus* Cretácico Superior-Eoceno en Chile central (33-33°30'S). *Revista Geológica de Chile* **24** (2): 145-163.
- Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, Regiones de Valparaíso y Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería*: 20 p. Santiago.
- Gephart, J.W.; Forsyth, D.W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research* **89**: 9305-9320.
- Giambiagi, L.; Álvarez, P.; Godoy, E.; Ramos, V. 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, **369**: 1-19.
- González, G.; Cembrano, J.; Carrizo, D.; Macci, A.; Schneider, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* **16**: 321-342.
- Gradstein, F.; Ogg, J.; Smith, A. 2004. A Geologic Time Scale. *Cambridge University Press*: 600 p.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Parada, M.; Brook, M.; Pankhurst, R.J.; Snelling, N.; Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of Central Chile: geochronology and geological setting. *Journal of South American Earth Sciences* **1**: 185-194.
- Huaman, D. 1985. Evolution tectonique cénozoïque et néotectonique du piedmont Pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du Sud Pérou). Thèse de 3ème cycle (Unpublished), *Université de Paris-Sud*: 220 p. Paris.
- Jaillard, E.; Hérial, G.; Monfret, T.; Díaz-Martínez, E.; Baby, P.; Lavenu, A.; Dumont, J.F. 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and Northernmost Chile. In *Tectonic evolution of South America (Cordani, U.; Milani E.; Thomaz Filho A.; Campos, D.; editors)*. In *International Geological Congress, No. 31*: 481-559. Rio de Janeiro.
- Jordan, T.; Isacks, B.; Allmendinger, R.; Brewer, J.; Ramos, V.; Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducting Nazca Plate. *Geological Society of America, Bulletin* **94**: 341-361.
- Jordan, T.E.; Burns, W.M.; Veiga, R.; Pangaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S.; Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* **20** (3): 308-324.
- Kay, S.M.; Godoy, E.; Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America, Bulletin* **117** (1-2): 67-88.
- Lavenu, A. (En prensa). Fallas cuaternarias en los Andes

- de Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*.
- Lavenu, A.; Ballivian, O. 1980. Estudios neotectónicos de las cuencas de las regiones de Cochabamba, Sucre, Tarija, Cordillera Oriental, Bolivia. *Revista de la Academia Nacional de Ciencias de Bolivia* **2**: 107-129.
- Lavenu, A.; Cembrano, J. 1999a. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and southern Chile). *Journal of Structural Geology* **21**(12): 1669-1691.
- Lavenu, A.; Cembrano, J. 1999b. Estados de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del sur, Chile (38-42°30' S). *Revista Geológica de Chile* **26** (1): 67-87.
- Lavenu, A.; Noblet, C.; Winter, Th. 1995. Neogene ongoing tectonics in the Southern Ecuadorian Andes: analysis of the evolution of the stress field. *Journal of Structural Geology* **17** (1): 47-58.
- Macharé, J.; Sébrier, M.; Huaman, D.; Mercier, J.L. 1986. Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* **76**: 45-77.
- Marquardt, C.; Lavenu, A.; Ortlieb, L. 2000. Neotectónica costera en el área de Caldera (27°-28°S), norte de Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas 2*: 588-592. Puerto Varas.
- Marquardt, C.; Lavenu, A.; Ortlieb, L.; Godoy, E.; Comte, D. 2004. Coastal neotectonics in southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile. *Tectonophysics* **394**: 193-219.
- Marrett, R.A.; Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* **12** (8): 973-986.
- Martínez, C. 1980. Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. *ORSTOM, Mémoire* **119**: 352 p. Paris.
- Martínez, R.; Osorio, R. 1964. Discoasteridos y Foraminíferos de la Formación Navidad: nuevos antecedentes para su datación. *Revista Geológica de Chile* **9**: 5-6.
- Martínez-Pardo, R.; Valenzuela, M. 1979. Discoasteridos de la Formación Navidad (emend. Etchard, 1973), en Punta Perro, Prov. De San Antonio, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas 3*: H77-H100. Arica.
- Mattauer, M.; Mercier, J.L. 1980. Microtectonique et grande tectonique. Livre Jubilaire de la Société Géologique de France 1830-1980, Mémoire hors série Géologie de la France, éditeur. *Société Géologique de France* **10**: 141-161.
- Méon, H.; Torres, T.; Martínez-Pardo, R. 1994. Sporopollinic analysis in the Navidad Formation near Navidad (Chile). In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 1*: 488-490. Antofagasta.
- Mercier, J.L.; Sébrier, M.; Lavenu, A.; Cabrera, J.; Bellier, O.; Dumont, J.F.; Macharé, J. 1992. Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *Journal of Geophysical Research* **97** (B8): 11945-11982.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, (Ericksen, G.E.; Cañas Pinochet, M.T.; Reinemund; J.A.; editores), *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series* **11**: 59-90. Houston, Texas.
- Mutti, E.; Tinterri, R.; di Biase, D.; Fava, L.; Mavilla, N.; Angella, S.; Calabrese, L. 2000. Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Revista de la Sociedad Geológica de España* **13** (2): 165-190.
- Nasi, C.; Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sur del río Maipo entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile* **16**: 81-99.
- Niemeyer, H.; González, G.; Martínez-De Los Ríos, E. 1996. Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, Norte Chile. *Revista Geológica de Chile* **23** (2): 165-186.
- Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* **9** (5-6): 597-608.
- Petit, J.P.; Laville, E. 1987. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. In *Deformation of sediments and sedimentary rocks* (Jones, M.E.; Preston, R.M.F.; editors). *Geological Society, Special Publication* **29**: 107-121.
- Petit, J.P.; Proust, F.; Tapponier, P. 1983. Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bulletin de la Société Géologique de France* **25** (4): 589-608.
- Pilger, R. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London* **141**: 793-802.
- Price, N.J. 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. *Oxford Pergamon Press*: 176 p.
- Ramos, V.A. 2000. The Southern Central Andes. In *Tectonic evolution of South America* (Cordani U., Milani E.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.; editors). *International Geological Congress, No. 31*: 561-604.
- Ramos, V.A.; Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. In *Tectonic evolution of South America* (Cordani, U.; Milani E.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.; editors). *International Geological Congress, No. 31*: 635-685. Rio de Janeiro.
- Ritz, J.F.; Taboada, A. 1993. Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Bulletin de la Société Géologique de France* **164** (4): 519-531.
- Sébrier, M.; Macharé, J. 1980. Observaciones acerca del Cuaternario de la costa del Perú central. *Bulletin de l'Institut Français d' Études Andines* **9**: 25-32.
- Sébrier, M.; Mercier, J.L.; Mégard, F.; Laubacher, G.;

- Carey-Gailhardis, E. 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of south Perú. *Tectonics* **4** (7): 739-780.
- Tavera, J. 1979. Estratigrafía y paleontología de la Formación Navidad, Provincia de Colchagua, Chile (Lat 30°50'-34°S). *Boletín del Museo de Historia Natural* **36**: 176 p. Santiago, Chile.
- von Huene, R.; Corvalán, J.; Flueh, E.R.; Hinz, K.; Korstgard, J.; Ranero, C.R.; Weinrebe, W. 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. CONDOR Scientific Group. *Tectonics* **16** (3): 474-488.
- von Huene, R.; Lallemand, S. 1990. Tectonic erosion along convergent margin. *Geological Society of America, Bulletin* **102**: 704-720.
- Wall, R.; Gana, P.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de San Antonio- Melipilla. *Servicio Nacional de Geología y Minería*: 19 p.
- Wallace, R.E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology* **59**: 118-130.
- Yin, Z.M. 1996. An improved method for the determination of the tectonic stress field from focal mechanism data. *Geophysical Journal International* **125**: 841-849.