

Estructura y estratos de crecimiento en la faja plegada y corrida de los Andes fueguinos

Matías C. Ghiglione

Laboratorio de Tectónica Andina – UBA
Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET),
Ushuaia, CP (V9410BFD), Tierra del Fuego, Argentina
matias@gl.fcen.uba.ar

Victor A. Ramos

Laboratorio de Tectónica Andina, Facultad de Ciencias Exactas y
Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria,
CP C1428EHA, Buenos Aires, Argentina
andes@gl.fcen.uba.ar

Ernesto O. Cristallini

Laboratorio de Tectónica Andina, Facultad de Ciencias Exactas y
Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria,
CP C1428EHA, Buenos Aires, Argentina
ernesto@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Se realizó un estudio tectónico-estructural de la faja plegada y corrida externa Fueguina en su sector más oriental, sobre la costa Atlántica de Tierra del Fuego. En particular se analizaron estratos de crecimiento desarrollados dentro de secuencias sinorogénicas Eocenas, depositadas por encima del techo de la cuña tectónica activa ('wedge-top depozone'). Sobre los estratos de crecimiento se aplicaron técnicas de restauración y un modelo geométrico-cinemático por computadora con el fin de develar la cinemática de formación de los pliegues. El alto contraste de competencias entre las unidades litológicas, con una espesa sucesión pelítica basal, condicionó la generación de pliegues de despegue en los inicios de la deformación. La configuración geométrica indica que durante este estadio la tasa de sedimentación fue siempre menor a la de levantamiento y ambas disminuyeron con el tiempo. Con el progresivo avance de la compresión se produjo la propagación de fallas desde niveles más profundos y la migración hacia el norte de todo el sistema de cuenca de antepaís. En conclusión, la evolución cinemática de los anticlinales comprendió dos etapas: (1) Eoceno inferior-medio alto: generación de pliegues de despegue por rotación de limbo, con una relación propagación/desplazamiento cercana a cero y bajas tasas de levantamiento y acortamiento. (2) Eoceno alto?-Oligoceno: propagación de corrimientos fuera de secuencia que transportaron los pliegues hacia el norte, probablemente asociados a una mecánica transpresiva. Los nuevos datos aportados permitieron determinar la evolución tectónica del sector y su implicancia con respecto al contexto tectónico regional.

Palabras claves: Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Estratos de crecimiento, Techo de cuña, Restauración de pliegues de crecimiento.

ABSTRACT

Fuegian Andes foreland fold and thrust belt: structure and growth strata. Foreland basin deposits involved in the Fuegian foreland fold and thrust belt were studied on the Atlantic coast of Tierra del Fuego. More specifically, growth strata developed in middle Eocene sequences deposited in the wedge top depozone were analyzed. Restoration methods and kinematics forward modeling were applied, revealing folding kinematics and defining the geometry of the structure at various stages in its geological history. The folded units are characterized by strong

competency contrasts and display a transition in deformation behavior from detachment folding to progressive fault propagation with increasing shortening. The evolution of this sector can be summarized in two different tectonic pulses: (1) lower to middle Eocene: development of detachment folding with limb rotation; sedimentation rate was always lower relative to fold growth rate and both of them decreased with time. (2) upper Eocene?-Oligocene: Continued shortening resulted in the propagation of thrust faults through competent units on the steep front limb and the migration northward of the foreland basin system; probably related to generalized wrench kinematics which affected the region.

Key words: Austral foreland basin, Tierra del Fuego, Growth strata, Wedge-top, Restoration of growth folds.

INTRODUCCION

El estudio de sedimentos sinorogénicos depositados sobre una cuña tectónica activa, en especial de sus relaciones estratigráficas y estructurales, ha permitido perfeccionar el conocimiento de la evolución estructural y sedimentaria de cuencas de tipo techo de cuña ('wedge-top depocenter' DeCelles y Giles, 1996; Fig. 1) asociadas a deformación compresiva sinsedimentaria (Evans y Elliot, 1999). Los sedimentos sinorogénicos permiten reconocer la evolución cinemática del fallamiento, levantamiento y avance de cuñas orogénicas a las que se encuentran asociadas las cuencas de techo de cuña (DeCelles *et al.*, 1991 y 1995; DeCelles y Mitra, 1995). Los sedimentos depositados sobre estructuras en crecimiento presentan características particulares debido a su origen sintectónico y se los denomina **estratos de crecimiento** (Riba, 1976). Los estratos de crecimiento conservan discordan-

cias sintectónicas, que separan secuencias tectonosedimentarias afectadas por distintos pulsos de deformación (Riba, 1976; Espina *et al.*, 1996; Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997). Se desarrollaron modelos cinemáticos ('forward modeling') que permiten predecir la geometría que presentarán los estratos de crecimiento según cual sea la cinemática del pliegue de crecimiento y la relación entre la tasa de levantamiento (T) y la de sedimentación (S) (Suppe *et al.*, 1992; Poblet *et al.*, 1997). En contraste, las técnicas de restauración secuencial parten del estadio final observado y revelan la cinemática de plegamiento definiendo paso a paso la forma del pliegue en sus distintos estadios de desarrollo hasta llegar a la configuración inicial (Nunns, 1991; Vergés *et al.*, 1996; Ford *et al.*, 1997; Suppe *et al.*, 1997; Novoa *et al.*, 2000).

El objetivo del presente trabajo es describir la

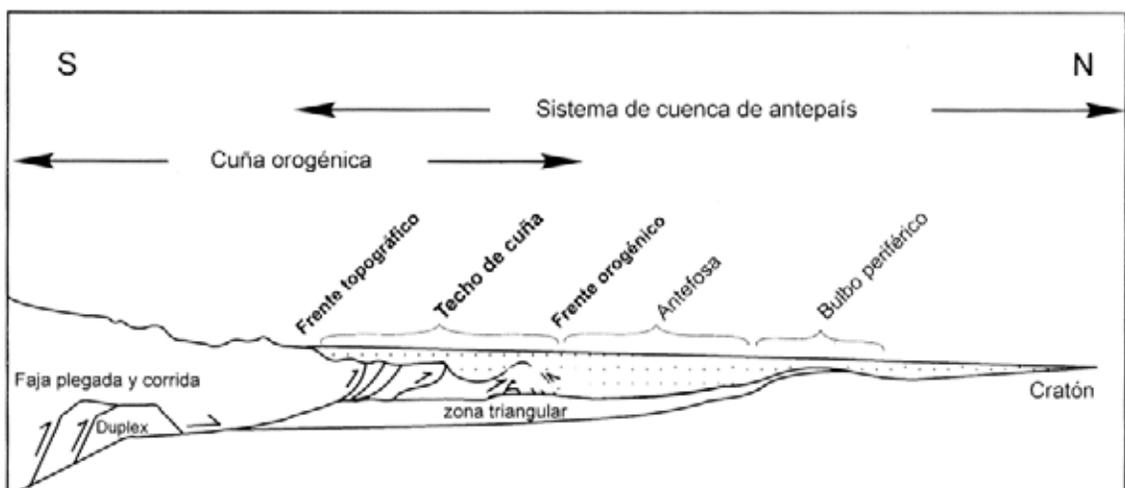


FIG. 1. Sistema de cuenca de antepais (DeCelles y Giles, 1996). El esquema se orientó congruente con la disposición sur-norte de la faja plegada y corrida Fueguina. Los sedimentos eocenos estudiados se depositaron en el ámbito del depocentro de techo de cuña.



FIG. 2. Mapa de ubicación de la zona estudiada y de las localidades mencionadas en el texto. La faja plegada y corrida Fueguina se extiende entre el seno Almirantazgo-canal Beagle y el frente orogénico emergente fosilizado. El sector estudiado se encuentra sobre la costa atlántica, en el sector más externo del orógeno.

estructura del sector más externo de la faja plegada y corrida Fueguina (Fig. 2), definir la edad de la deformación, su cinemática de formación y las variables asociadas (*i.e.*, tasas de sedimentación y levantamiento). Para ello, se hizo un relevamiento geológico en la costa atlántica de Tierra del Fuego, entre el cerro Colorado y la punta Gruesa (Figs. 3 y 4), descrita desde el punto de vista estratigráfico por Furque y Camacho (1949), Olivero y Malumián (1999) y Ghiglione (2002). Se puso especial énfasis en el estudio de estratos de crecimiento desarrollados en unidades eocenas, sobre los que se aplicaron técnicas de restauración y un modelo geométri-

co-cinemático por computadora. Sobre estas bases se definió la existencia de dos pulsos compresivos durante el Eoceno-Oligoceno. La cinemática de deformación que más se ajusta con los datos obtenidos es la de pliegues de despegue que evolucionaron a pliegues por propagación de falla. Los datos aportados sirvieron para determinar la evolución tectónica de un sector muy poco conocido de los Andes, aplicando para ello técnicas recientemente desarrolladas. Se discute, además, las implicancias que tiene con respecto al contexto tectónico regional.

ESTRATOS DE CRECIMIENTO

El término **cuña de acumulación** o **discordancia progresiva** fue introducido por Riba (1976) para describir un arreglo espacial de capas en abanico, en el que se observa una gradual divergencia en la inclinación de estratos con una marcada continuidad estratigráfica. Una discordancia progresiva puede desarrollarse sobre una superficie

de depósito que varía su inclinación, por ejemplo sobre el flanco de un anticlinal, junto con una sedimentación continua. Bajo una tasa de sedimentación constante, un **traslapo regresivo** ('offlap') **rotativo** se desarrollará durante un período de levantamiento acelerado; y un **traslapo** ('onlap') **rotativo** cuando el levantamiento sea desacelerado

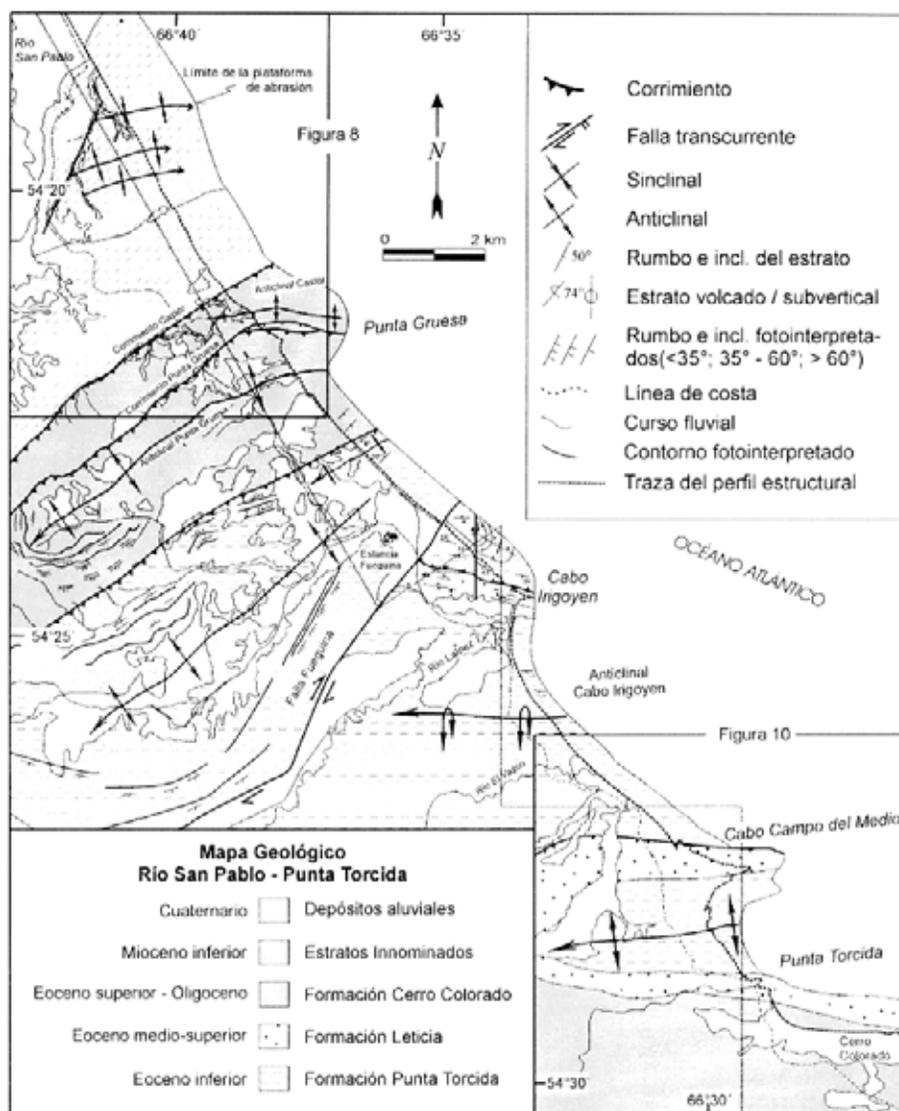


FIG. 3. Mapa geológico de la zona estudiada, ver su ubicación en la figura 2. La estratigrafía fue tomada de Olivero y Malumián (1999), N. Malumián, comunicación oral, 2001 y datos propios. La traza del perfil estructural se indica con líneas punteadas.

(Riba, 1976; Anadón *et al.*, 1986). De este modo, cambios en la inclinación dentro de estratos con edad conocida proveen información sobre la edad de rotación de los limbos (Espina *et al.*, 1996). Una discordancia angular desarrollada dentro de una discordancia progresiva es conocida como **discordancia angular sintectónica** (Riba, 1976) y es un rasgo característico de los pliegues de crecimiento (Anadón *et al.*, 1986; Zoetemeijer *et al.*, 1992; Hardy y Poblet, 1994; Espina *et al.*, 1996; Vergés *et al.*, 1996; Burbank *et al.*, 1996). En la faja plegada

y corrida Fueguina se reconoció un número mayor de discordancias angulares sintectónicas que de discordancias progresivas.

La información cinemática asentada en la distribución espacial de espesores e inclinaciones brinda una poderosa herramienta utilizada para distinguir entre distintos tipos de pliegues (Suppe *et al.*, 1992, 1997; Ford *et al.*, 1997). Por ejemplo, las dos secciones estructurales de la figura 5 tienen una geometría idéntica en sus estratos de precrecimiento; sólo difieren en la forma de sus estratos

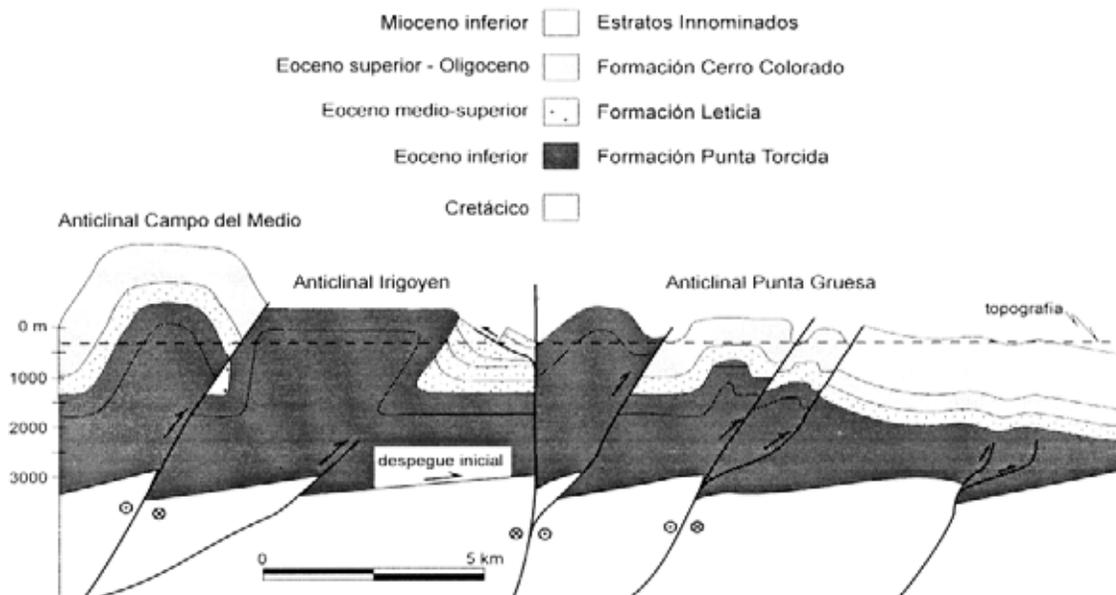


FIG. 4. Perfil estructural: para su construcción se utilizó un modelo geométrico de pliegues de despegue (Poblet y McClay, 1996), que evolucionan a pliegue por propagación de falla (Storti *et al.*, 1997) (Fig. 15). El nivel de despegue inicialmente se encontraba en el contacto Cretácico-Cenozoico, con posterioridad las fallas se propagaron desde niveles más profundos, cortando el Cretácico. Ver la traza de perfil en la figura 3.

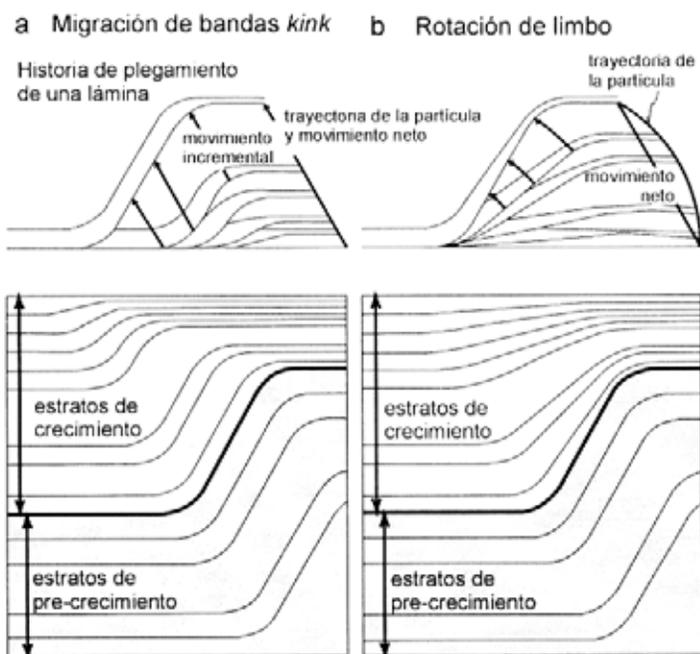


FIG. 5. Modelos cinemáticos balanceados por: **a-** migración de bandas kink y **b-** rotación rígida de limbos, con agregado de sedimentación sinorogénica en el tramo final de desarrollo. Las dos secciones estructurales poseen una geometría idéntica en los estratos de precrecimiento e idéntica estratigrafía. Sólo difieren en la geometría de los estratos de crecimiento, demostrando que su cinemática de formación fue muy distinta (tomado de Suppe *et al.*, 1997). En el modelo por rotación de limbo es importante observar la geometría de capas en abanico que disminuyen su inclinación sección arriba, similar a la configuración encontrada en los cabos Irigoyen y Campo del Medio (Fig. 7).

de crecimiento que revelan que se formaron a partir de historias cinemáticas muy distintas (Suppe *et al.*, 1997). Se desarrollaron varios modelos geométrico-cinemáticos que predicen la disposición espacial de los estratos de crecimiento según cual es la cinemática de formación del pliegue y la relación tasa de levantamiento (T) *versus* y tasa de sedimentación (S) (Zoetemeijer *et al.*, 1992; Suppe *et al.*, 1992; Hardy y Poblet, 1994; Poblet *et al.*, 1997; Suppe, 1999). En los modelos de migración de bandas 'kink' en pliegues por propagación de falla (Suppe *et al.*, 1992, 1997) los estratos no muestran variaciones de inclinación o espesor sección arriba (Fig. 5a). Por el contrario, un modelo de pliegues de despegue con rotación de limbos (Hardy y Poblet,

1994; Poblet *et al.*, 1997) para tasas de sedimentación y deformación similares, muestran fuertes cambios en la inclinación y espesor, tanto sección arriba como en sentido horizontal a través del limbo (Fig. 5b). Los modelos de 'trishear' frontal y dorsal (Erslev, 1991; Cristallini y Allmendinger, 2002) pueden ser utilizados para simular los modelos anteriores. Ambos producen rotaciones de los limbos frontal y dorsal, respectivamente, en los que se pueden explicar relaciones de traslape, traslape regresivo y discordancias progresivas. El 'trishear' dorsal tiene la particularidad de que a su vez puede explicar la migración de bandas 'kink' y la generación de triángulos de crecimiento para el caso especial en que el ángulo de 'trishear' sea cero o muy bajo.

MARCO TECTONICO REGIONAL

Los Andes Fueguinos conforman el extremo oriental del oroclino Patagónico, donde los Andes cambian su orientación norte-sur por otra este-oeste (Dalziel *et al.*, 1973; Cunningham *et al.*, 1991). La deformación compresiva en los Andes Fueguinos comenzó a mediados del Cretácico y produjo el cierre de la cuenca marginal Rocas Verdes (Halpern y Rex, 1972; Dalziel *et al.*, 1974; Hervé *et al.*, 1981; Suárez *et al.*, 1985; Mpodozis y Ramos, 1990; Wilson, 1991). En el sector sureste de Tierra del Fuego, el cierre de la cuenca se produjo durante el Cretácico tardío (Olivero y Martinioni, 1996). Esta estructuración provocó la subsidencia mecánica por carga tectónica que dio lugar a las cuencas de antepaís de Magallanes o Austral y de Malvinas (Fig. 2; Biddle *et al.*, 1986; Klepeis, 1994; Olivero y Martinioni, 1996; Galeazzi, 1996) y el avance de la deformación que condicionó una migración sistemática de los depocentros durante el Paleógeno (Yrigoyen, 1962; Caminos, 1980; Winslow, 1982; Ramos, 1996; Olivero y Malumíán, 1999).

La faja plegada y corrida Fueguina en Tierra del Fuego se desarrolló en la parte más externa del orógeno, entre el frente orogénico emergente fosilizado y el seno Almirantazgo-Canal Beagle (Fig. 2). Estudios realizados en la continuación al noroeste de la zona aquí estudiada muestran que ésta se expandió principalmente durante el Cretácico tardío-Terciario, avanzando de manera progresiva

hacia el norte (ver las localidades en la Fig. 2). En la Sierra de Apen afloran conglomerados paleocenos cuya composición clástica y patrón de dispersión de sedimentos indican que tenían un área de aporte de sedimentos que se elevaba al sur (Martinioni *et al.*, 1999), posiblemente producida por el primer pulso de levantamiento de Cordillera Darwin a los 70-90 Ma (Kohn *et al.*, 1995). Un poco más al norte, en la estancia San Justo, las secuencias sinorogénicas eocenas se componen de depósitos de abanicos deltaicos conglomerádicos acumulados contra el borde de un frente orogénico en ascenso (Martinioni *et al.*, 1998). Los conglomerados tienen un diseño de paleocorrientes con proveniencia desde el sur de clastos del Cretácico Superior-Paleoceno, indicando que la sierra de Apen o sus sectores adyacentes se levantaban durante el Eoceno (Martinioni *et al.*, 1998, 1999). Estas estimaciones coinciden con la edad del segundo pulso de fuerte levantamiento del basamento en Cordillera Darwin a los 65-40 Ma (Kohn *et al.*, 1995), contemporáneo con el plegamiento de la faja plegada y corrida entre lago Deseado y Cerro Cuchilla (Klepeis, 1994). Álvarez-Marrón *et al.* (1993) definieron un importante avance de los corrimientos durante el Oligoceno-Mioceno, en el cual las unidades jurásicas y cretácicas fueron sobrecorridas por encima de las unidades cenozoicas. Según estos autores, durante el Oligoceno-Mioceno se terminó de conformar el frente orogénico en la localidad de

Vicuña, caracterizado por rocas terciarias que configuran una zona triangular. Diraison *et al.* (1997a) sobre la base de trabajos anteriores (Cagnolatti *et al.*, 1987) y nuevos datos definen el frente orogénico en la estancia La Despedida con una geometría similar a la de Vicuña. Sin embargo, precisan que la actividad compresiva se concentró principalmente durante el Neógeno. De manera contemporánea con la compresión neógena se desarrolló un sistema de 'rift' en la zona axial de la cuenca Austral, subperpendicular a los Andes, responsable de la apertura del estrecho de Magallanes (Diraison *et al.*, 1997a y b; Diraison *et al.*, 2000).

En la costa atlántica de Tierra del Fuego la deformación, también, progresó hacia el norte durante el Cretácico tardío y Terciario (ver las localidades en la figura 2); al sur de Bahía Thetis afloran conglomerados del Campaniano superior que incluyen clastos de metavolcanitas ácidas del Jurásico y pizarras del Cretácico Inferior derivados de rocas andinas foliadas, denotando un pulso de levantamiento andino (Olivero, 2002). Estas secuencias en sus facies más finas presentan múltiples intrusiones de diques clásticos, interpretados en unidades semejantes del Cenozoico, como indicadores de sismicidad cercana durante la sedimentación (Ghiglione, en prensa). En el área de río Bueno una discordancia angular erosiva separa al Eoceno inferior-medio del Paleoceno y Cretácico (Fig. 2; Furque y Camacho, 1949; Malumián y Olivero, 1998) e implica un fuerte hiato que abarca como máximo todo el Paleoceno y parte del Eoceno temprano (Olivero *et al.*, en prensa). Esta discordancia separa claramente dos pulsos de deformación, y en el sector de Río Bueno permite definir un pulso compresivo que deformó las secuencias cretácicas y paleocenas en el límite Paleoceno-Eoceno. Estas edades coinciden con las propuestas por Galeazzi (1996) quien definió que en la cuenca de Malvinas durante el Paleoceno hasta el Eoceno medio tardío el fallamiento se concentró en el sector sur. Durante el Eoceno inferior alto-medio los corrimientos frontales de la faja plegada y corrida se ubicaban más al norte evidenciado por la presencia de secuencias sinorogénicas que configuran estratos de crecimiento (Ghiglione *et al.*, 2000; este trabajo). Los sedimentos sinorogénicos eocenos medios se depositaron en el depocentro de techo de cuña, que se extendía desde, al menos, el río Irigoyen hasta punta Gruesa. Es manifiesto que mientras las se-

cuencias del Eoceno Medio se depositaban en el depocentro de techo de cuña, las secuencias del Cretácico al Eoceno inferior eran elevadas y expuestas a la erosión en el sector austral, como lo indican los análisis de proveniencia sobre los sedimentos eocenos medios, que sugieren una típica sucesión de destechado (Olivero, 2002). Edades similares son dadas por Galeazzi (1996) para el inicio de la deformación compresiva en la cuenca de Malvinas, durante el Eoceno tardío-Oligoceno. A escala regional, los pulsos compresivos de edad eocena han sido correlacionados con la existencia de un vector de convergencia oblicuo entre las placas Farallon y Sudamericana durante el Paleógeno (Pilger, 1984), que favoreció un aumento de la compresión en el segmento de los Andes Fueguinos, donde el margen continental era más ortogonal al vector de convergencia (Ramos, 1999; Ramos y Aleman, 2000). Suárez *et al.* (2000) han vinculado la compresión paleocena a eocena con la aproximación y posterior colisión de la dorsal centro-oceánica Farallon-Aluk contra Tierra del Fuego a los 40-42 Ma, durante el Eoceno medio (Cande y Leslie, 1986).

Como resultado del desplazamiento relativo entre las placas Sudamericana y Antártica, y la apertura del pasaje de Drake y generación de la placa de Scotia a partir de dos límites de placa, el régimen tectónico comenzó a presentar características transcurrentes (Ramos *et al.*, 1986; Cunningham, 1993; Cunningham *et al.* 1995; Klepeis y Austin, 1997). En Tierra del Fuego se formó la zona de falla sinistral Magallanes-Fagnano, límite entre las placas Sudamericana y Scotia (Cunningham, 1993). La falla Magallanes-Fagnano corta la faja plegada y corrida Fueguina a la altura del lago Fagnano y luego sigue las trazas de los ríos Turbio e Irigoyen (Ghiglione, en prensa). En el sector chileno de Tierra del Fuego, el pasaje de una tectónica compresiva a un régimen transcurrente sinistral, ocurrió durante el Oligoceno (Klepeis y Austin, 1997). La distribución areal de las unidades Cretácicas y Eocenas en el sector argentino indica que la transcurrencia levógira estuvo activa desde al menos el Eoceno más alto y provocó un desplazamiento de rumbo de ca. 20 a 30 km (Olivero y Martinioni, 2001). En la costa atlántica se reconocen eventos transpresivos durante el Mioceno inferior al norte de Punta Gruesa (Fig. 2), evidenciados por la orientación de diques clásticos y su relación

con las estructuras (Ghiglione, en prensa). Un poco más al norte, en cabo Ladrillero, se expone una sucesión miocena de frente deltaico asociada a sismicidad activa durante la sedimentación (Ghiglione *et al.*, 2002), con características transpresivas (Schmitt, 1991). Estructuras en flor positivas

afectan depósitos del Mioceno al norte del frente orogénico fosilizado (Robbiano *et al.* 1996). La deformación transpresiva y transtensiva neógena todavía es activa a lo largo del límite actual entre las placas Sudamericana y de Scotia (Cunningham *et al.*, 1995; Ramos y Aleman, 2000).

METODOLOGIA DE RESTAURACION

La metodología de restauración consiste en un desplegamiento paso a paso hacia atrás en el tiempo de las unidades involucradas (Vergés *et al.*, 1996). Si se asume una deformación plana, la restauración estructural se efectúa como una transformación que invierte la deformación y mueve cada punto (x, y) en la sección actual a una posición restaurada (paleo- x , paleo- y) (Figs. 6a y b) (Nunns,

1991). La trayectoria de la deformación ('**deformation path**') y la deformación neta pueden ser descritos por los **vectores de plegamiento**, los **vectores de restauración** que deben ser elegidos son los inversos de los vectores de plegamiento (Fig. 6b) (Suppe *et al.*, 1997). Como no se puede observar en forma directa el vector de plegamiento, se necesita construirlo a partir de criterios geológicos razonables (Novoa *et al.*, 2000). La restauración involucra la propagación de los vectores de restauración hacia abajo desde la superficie de depósito (Nunns, 1991) y la elección de vectores incorrectos dará lugar a inconsistencias en la restauración lograda (Nunns, 1991; Suppe *et al.*, 1997).

Aquí se utilizaron vectores paralelos a la superficie axial del sinclinal frontal (Fig. 6b), por estar comprobada su efectividad para pliegues de cubierta sedimentaria (Novoa *et al.*, 2000), y que dieron como resultado una reconstrucción estructuralmente coherente. Para la traza de las superficies axiales se consideró un largo mínimo para el limbo $L_0 = 1.000$ m; éste podría tener un largo máximo estimado en 1.200 m. La relación geométrica entre las superficies axiales y los estratos varía según el modelo cinemático adoptado, aquí se consideró que las superficies axiales fueron, en todo momento, bisectrices de los estratos de pre-crecimiento. Las secuencias tectosedimentarias no cubren la cresta del anticlinal, para poder aplicar los vectores de restauración a los niveles estructurales superiores se crearon superficies ficticias, paralelas a la superficie de depósito, desde las que se aplicaron los vectores. En la sección utilizada para la restauración (Figs. 4 y 7) se ignoraron los efectos de la compactación, ya que la restauración sin tomar en cuenta la descompactación produce configuraciones estructurales correctas (Nunns, 1991).

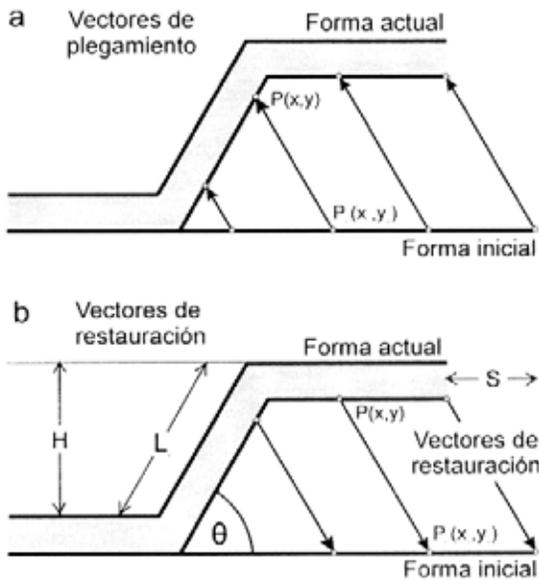


FIG. 6. Vectores de plegamiento y de restauración utilizados en los procesos de restauración de pliegues: **a**- los vectores de plegamiento definen el movimiento de las partículas durante la deformación; **b**- los vectores de restauración deben tener una dirección idéntica a los vectores de plegamiento, pero con sentido inverso (tomado de Novoa *et al.* 2000). Notación de los terminos usados durante el proceso de restauración y para obtener los resultados de la tabla 1: **H**= altura de la cresta; **S**= acortamiento; **L₀**= largo del limbo; **θ**= ángulo de rotación.

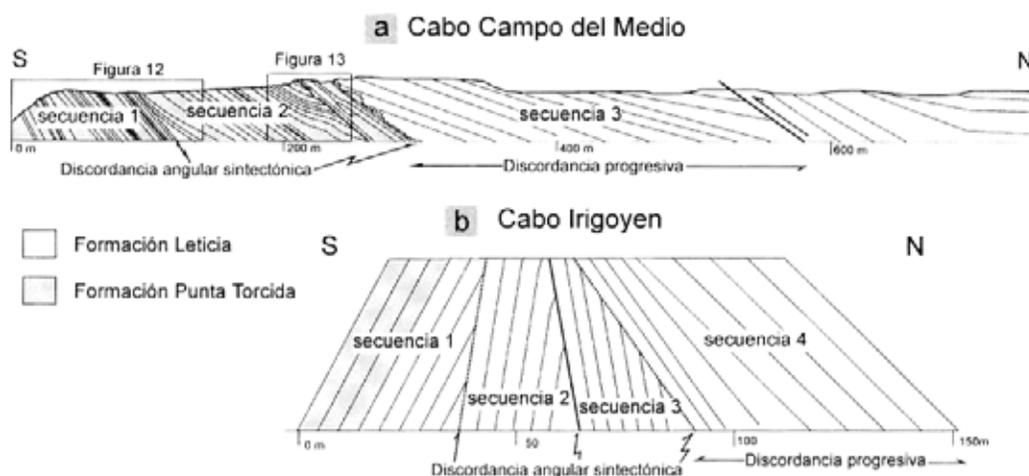


FIG. 7. Perfiles transversales al rumbo en los cabos a- Campo del Medio y b- Irigoyen. Se señalan las secuencias estudiadas y las discordancias que las separan. Las distancias fueron medidas con telémetro láser y la inclinación de las secuencias es el promedio obtenido en las figuras 10 y 13. Ver las figuras. 3 y 10 para ubicar los perfiles.

ESTRUCTURA

FAJA PLEGADA Y CORRIDA EXTERNA- DEPOCENTRO DE TECHO DE CUÑA

La zona estudiada abarca el extremo septentrional de la faja plegada y corrida externa Fueguina y al depocentro de techo de cuña mioceno (Figs. 2 y 3). Aquí se ubica el frente orogénico emergente fosilizado de la faja plegada y corrida Fueguina (Fig. 2), comprendido por los corrimientos Punta Gruesa y Castor (Figs. 3, 4 y 8), activos, al menos, hasta el Mioceno inferior. Estos corrimientos son el límite entre el sector externo de la faja plegada y corrida Fueguina al sur y el depocentro mioceno de techo de cuña activa perteneciente a la cuenca de antepais austral al norte (Ghiglione, en prensa). La estratigrafía (Fig. 9) comprende sedimentos marinos y transicionales de edad eocena inferior a miocena inferior (Formación Punta Torcida, Eoceno temprano; Formación Leticia, Eoceno medio alto; Formación Cerro Colorado, Eoceno alto-Oligoceno; Estratos Innominados, Mioceno inferior) (Olivero y Malumián, 1999; N. Malumián, comunicación oral, 2001 y Olivero, 2001; datos propios).

El anticlinal Campo del Medio, orientado este-oeste y buzante al oeste, involucra a toda la secuencia eocena (Figs. 3, 4 y 10). En su flanco

septentrional se encuentran los estratos de crecimiento sobre los que se aplicaron los métodos de restauración (Fig. 7a) y se describe en la próxima sección. El anticlinal está transportado hacia el norte por encima de las pelitas de la Formación Punta Torcida (Fig. 10). Las pelitas conforman en este punto el flanco sur y núcleo del anticlinal Irigoyen, con orientación este-oeste (Figs. 3 y 4). Las formaciones Punta Torcida y Leticia conforman estratos de crecimiento en el flanco septentrional del anticlinal Irigoyen (Fig. 7b) (Olivero y Malumián, 1999; Ghiglione *et al.*, 2000), y se describe adelante. Inmediatamente al norte del cabo Irigoyen, un corrimiento con vergencia al sur monta a las pelitas de la Formación Punta Torcida sobre las areniscas de la Formación Leticia (Figs. 3 y 4). La siguiente falla, denominada Fueguina, tiene rumbo NNE y divide dos bloques con orientaciones estructurales diferentes, uno al sureste y otro al noroeste, de orientación este y noreste, respectivamente (Figs. 3 y 4). Aquí se considera que la falla Fueguina es una zona de cizalla R' asociada a la falla Magallanes-Fagnano, y por lo tanto es conceptualmente transpresiva y dextrógira. A partir de un movimiento contrario al dextral se pueden restituir los dos bloques a una posición original coherente. Las

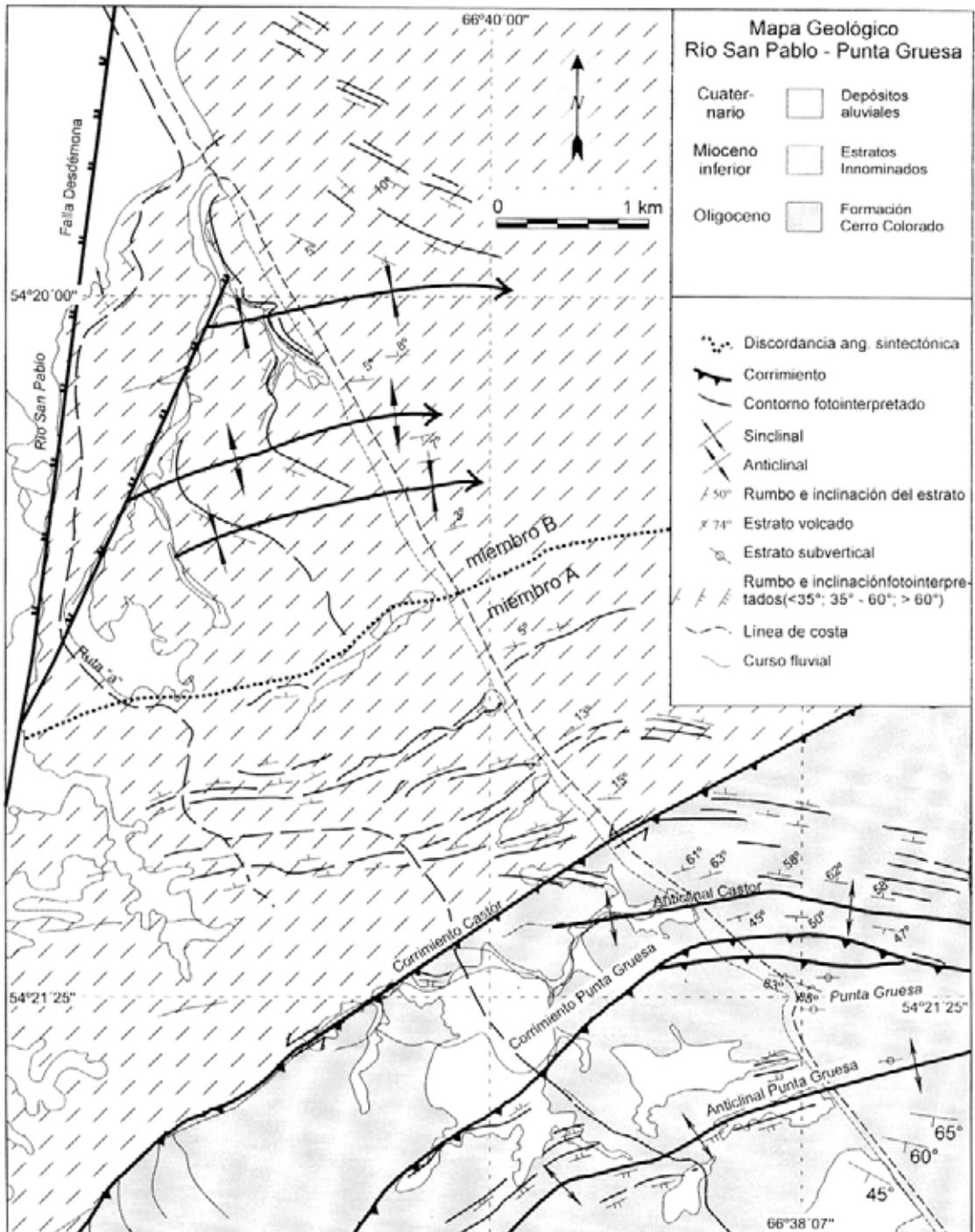


FIG. 8. Mapa Geológico entre el río San Pablo y Punta Gruesa (modificado de Ghiglione, en prensa). Los corrimientos Castor y Punta Gruesa conforman el frente orogénico fosilizado activo hasta el Mioceno inferior (Fig. 2).

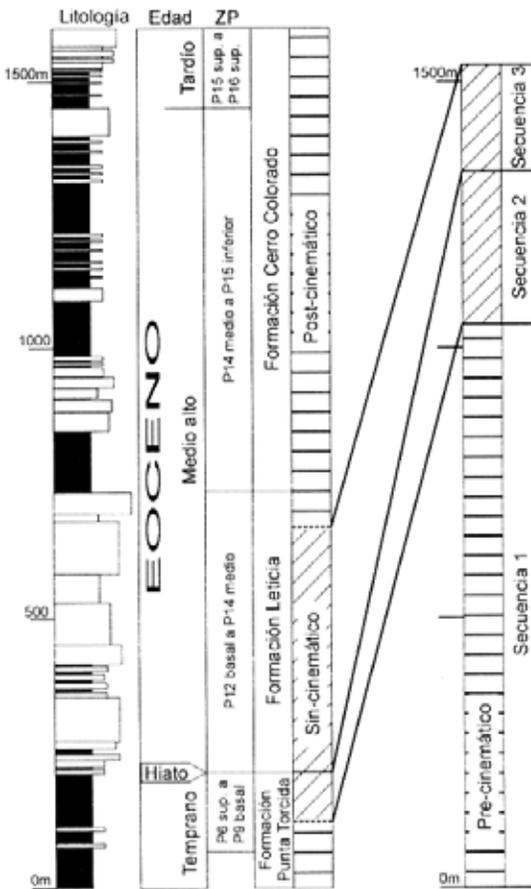


FIG. 9. a- Columna estratigráfica compuesta para el Eoceno, tomada de Olivero y Malumián (1999). ZP: zona de foraminíferos planctónicos; b- columna estratigráfica obtenida a partir de las observaciones estructurales (ver la explicación en el texto), donde se incluyen las secuencias usadas en el trabajo. Se indica la correlación entre ambas columnas.

pelitas eocenas inferiores forman un anticlinal de rumbo noreste, cuyo núcleo y flancos están afectados por deformación dúctil y guardan poca cohe-

rencia. Las pelitas montan hacia el norte al limbo sur del anticlinal Punta Gruesa (Figs. 3 y 4), conformado en superficie por el techo de la Formación Cerro Colorado, de edad Oligocena (N. Malumián, comunicación oral, 2001 y Olivero, 2002). Es un anticlinal asimétrico cuyo eje de azimut 55° buza al noroeste, su flanco dorsal inclina -60° al sur y el flanco frontal es subvertical (Figs. 4 y 8). El anticlinal Castor es un pliegue simétrico con longitud de onda menor a 1 kilómetro y orientación latitudinal; su limbo dorsal inclina -50° S y el limbo frontal inclina -60° N (Figs. 4 y 8). Para el corrimiento Castor se deduce, dada su orientación y la relación angular que presenta con el anticlinal, un movimiento transpresivo levógiro controlado en forma sintética por el desplazamiento levógiro de la falla Magallanes-Fagnano (Ghiglione, 2002). A continuación, sigue el homoclinal del miembro A del Mioceno inferior, que inclina al norte y disminuye en forma progresiva la inclinación de 15° a $5^\circ - 3^\circ$ a medida que se aleja de la falla Castor a lo largo de 2 km (Figs. 4 y 8). En ese punto se aprecia una suave discordancia angular, en la que el miembro B traslapa al miembro A. Por tratarse de una discordancia angular dentro de depósitos con marcada continuidad estratigráfica se la considera una **discordancia angular sintectónica**, que demuestra la presencia de deformación tectónica durante la sedimentación. Esta discordancia angular fue interpretada como un corrimiento con vergencia al sur por Schmitt (1991). Sobre el miembro B se desarrollan pliegues muy abiertos, con una longitud de onda del orden de un kilómetro y limbos con inclinación menor que 10° . Sobre la base de las relaciones espaciales que presentan los diques clásticos intruidos de manera sinsedimentaria y sintectónica en el Mioceno inferior, se concluyó que un mecanismo transpresivo generó los pliegues (Ghiglione, 2002).

GEOMETRIA DE LAS ESTRUCTURAS DE CRECIMIENTO

CAMPO DEL MEDIO

El anticlinal Campo del Medio es un pliegue asimétrico cuyo eje buza 15° en la dirección 274° (Fig. 10). El flanco sur tiene 2.300 m de espesor de sedimentos (Fig. 4), con un azimut e inclinación

promedio de 102 a 61° S (Figs. 10 y 11a); su rumbo es constante y no se detectaron variaciones de inclinación sección arriba. Sin embargo manifiesta variaciones en la inclinación a lo largo del rumbo. En Punta Torcida las formaciones Leticia y Cerro Colorado tienen una inclinación promedio de -75° S

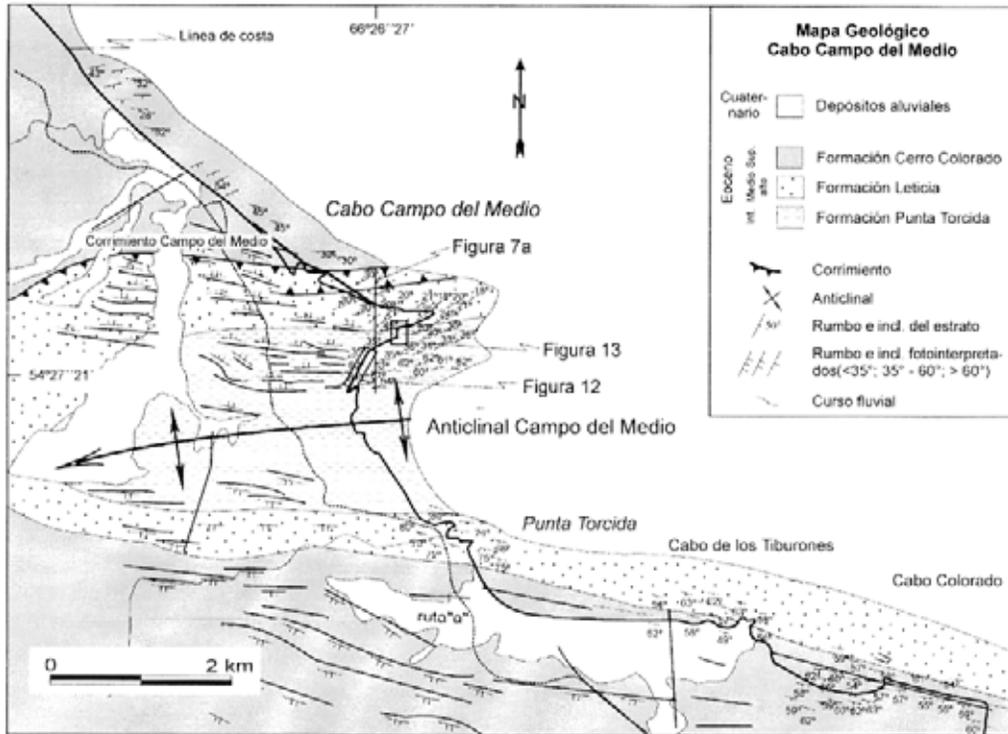


FIG. 10. Mapa geológico del cabo Campo del Medio. Se señala la ubicación de las figuras 7a, 12 y 13.

y en los cabos de los Tiburones y Colorado de -60°S (Fig. 10). El núcleo del anticlinal, compuesto por las pelitas de la Formación Punta Torcida, exhibe una intensa deformación dúctil acompañada de frecuentes cambios en el rumbo e inclinación. El flanco septentrional tiene un azimut e inclinación promedio de 255 a 41°N (Fig. 11a), y si bien el rumbo es constante, la inclinación disminuye sección arriba (Fig. 7a). Se pueden reconocer tres secuencias tectosedimentarias con distintos rumbos e inclinaciones, separadas por **discordancias angulares sintectónicas** (Fig. 7a y 11b). El rumbo rota de manera leve y en sentido levógiro sección arriba, mientras que la inclinación disminuye, desde 57°N en la secuencia inferior a 10°N en el techo de la secuencia superior. Estas variaciones pueden apreciarse si se compara la distribución de los planos medidos considerados en conjunto (Fig. 11a) o por separado (Fig. 11b). Las secuencias fueron denominadas 1, 2 y 3 en sentido norte (Fig. 7a).

Secuencia 1. Es considerada precinemática y corresponde a la Formación Punta Torcida, compues-

ta mayormente por pelitas dúctiles. Las mediciones se hicieron sobre la parte competente heterolítica, que abarca los últimos 100 metros de espesor (Figs. 7a y 12). El azimut e inclinación promedio son de 267 a 57°N (Fig. 11b). Si bien presenta una disminución en la inclinación sección arriba y pasa de -60°N a -50°N , se la considera no significativa, ya que podría ser efecto de las frecuentes estructuras sedimentarias de compensación (Fig. 12). Esta secuencia tiene un alto índice de concentración $C=0,998$ que relativiza esas variaciones.

Secuencia 2. Techo de la Formación Punta Torcida, 140 m de espesor, traslapa a la secuencia inferior con un azimut de 260° e inclina 36°N (Figs. 11b y 12). En la parte más alta de la sección exhibe una discordancia intraformacional, donde las capas inferiores disminuyen su inclinación de 35 a 25° en un horizonte de ~ 20 m de espesor (Fig. 13). La siguiente secuencia inclina 35°N y conforma en su base un conglomerado residual con clastos de las capas inferiores a las que erosionó angularmente (E.B. Olivero, comunicación oral, 2001). La inflexión no tiene una expresión más allá de este afloramiento.

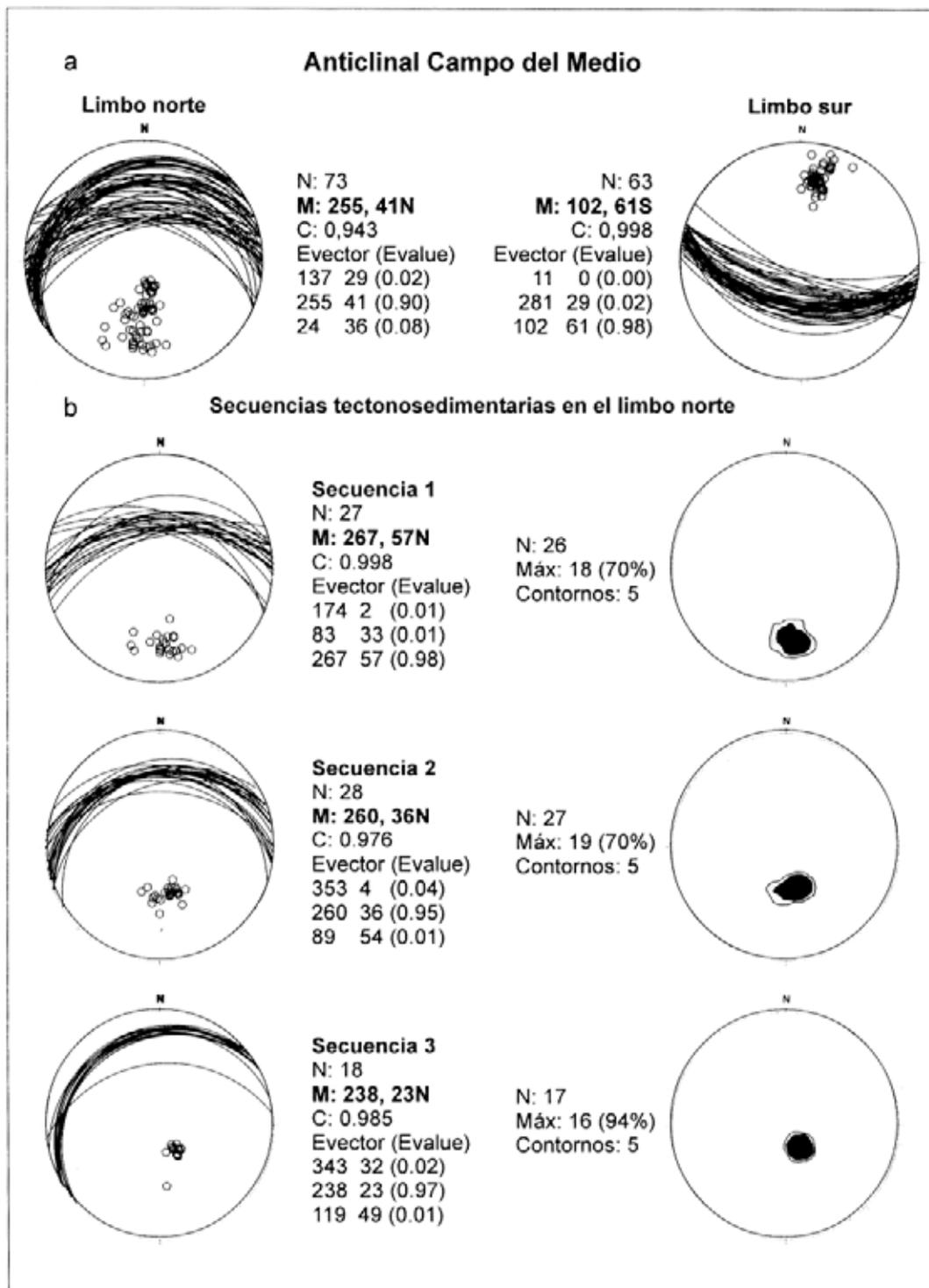


FIG. 11. Anticlinal Campo del Medio: **a**- diagramas estereográficos de polos y plano con proyección en el hemisferio inferior para los limbos norte y sur; **b**- columna izquierda: diagramas de polos y planos con proyección en el hemisferio sur para las secuencias del limbo septentrional; columna derecha: diagramas de isodensidades. N: número de muestras; M: media; C: parámetro de concentración; Evector: Eigenvector y Evalue: Eigenvalue.

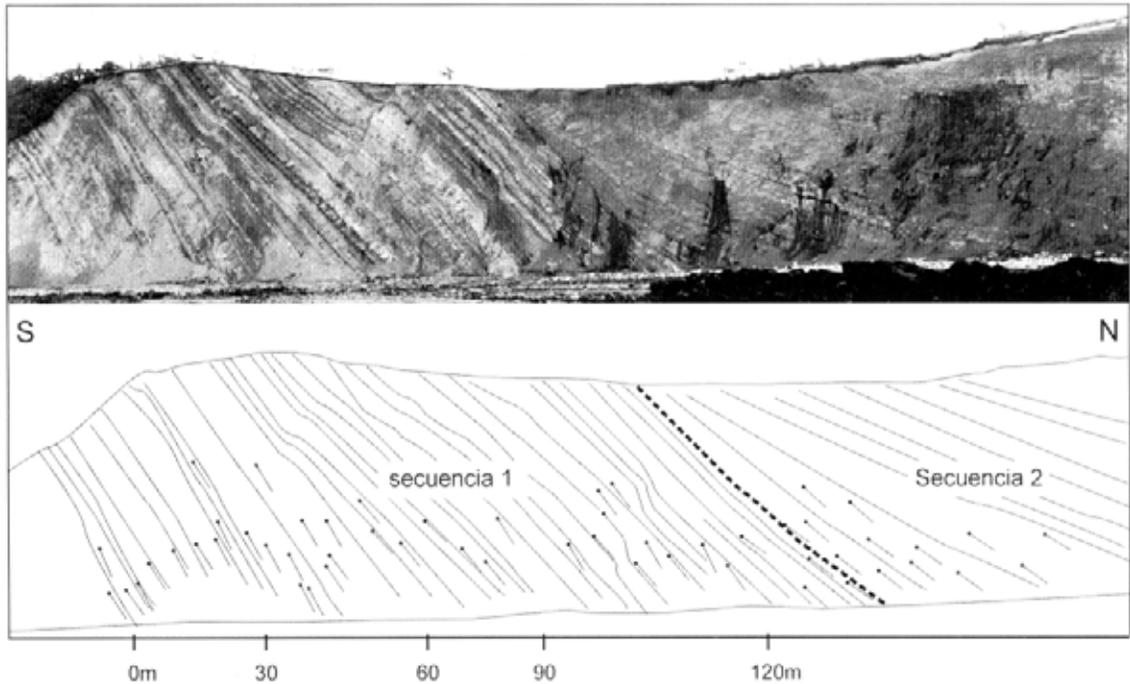


FIG. 12. Contacto entre las secuencias 1 y 2, extremo sur del cabo Campo del Medio. Nótese la discordancia angular sintectónica en la cual la secuencia 2 (36°N) manifiestamente traslapa a la secuencia 1 (56°N). Los bastoncitos negros representan la inclinación de los estratos tomados sobre el afloramiento, los bastoncitos blancos fueron medidos a distancia y transversal al rumbo de los estratos. Las distancias señaladas fueron medidas con telémetro láser, la escala de la fotografía varía según la deformación del lente. Ver la ubicación en la figura 10.

to puntual y se la interpreta como un deslizamiento laminar producido por el deslizamiento gravitatorio del horizonte plegado.

Secuencia 3. Base de la Formación Leticia, 100 m de espesor, traslapa la secuencia 2 (Figs. 7a y 13). Tiene un rumbo constante de 238° y su inclinación disminuye sección arriba, desde 25° en la base a $7-10^\circ$ en el techo, de manera que conforma una **discordancia progresiva**. Esta secuencia está truncada por un corrimiento con vergencia al sur que repite a la Formación Leticia (Fig. 7a).

CABO IRIGOYEN

El anticlinal Irigoyen es una estructura de rumbo este-oeste (Fig. 3), con un núcleo muy espeso compuesto por pelitas fuertemente cizalladas de la Formación Punta Torcida (Fig. 4). El flanco septentrional se compone de cuatro secuencias tectono-sedimentarias que difieren en su inclinación y están separados por **discordancias angulares sintectónicas**, sobre las cuales cada secuencia traslapa a la anterior (Fig. 7b). La inclinación dentro de las tres

primeras secuencias se mantiene constante, pero la cuarta secuencia exhibe una leve rotación de sus capas, desde 55°N en la base a 45°N en el techo, definida como **discordancia progresiva** (Figs. 7b y 14b). La secuencia 1 involucra el techo de la Formación Punta Torcida y la base de la Formación Leticia, el resto de las secuencias pertenece a la Formación Leticia. Las secuencias tienen un rumbo de dirección este-oeste similar y difieren sólo en la inclinación, que exhibe una rotación antihoraria desde las secuencias basales a las superiores (Figs. 7b, 14a y b). La secuencia basal está volcada e inclina 62°S , la secuencia 2 inclina 81°S , la secuencia 3 inclina 80°N y la secuencia 4 inclina entre 55°N y 45°N .

MODELO GEOMETRICO-CINEMATICO

Se aplicó el método de Dahlstrom (1969) sobre los anticlinales Campo del Medio, Irigoyen y Punta Gruesa (Fig. 3) y se obtuvo una profundidad para el nivel de despegue de entre 1.600 y 2.000 m desde el nivel del mar (Fig. 4). La secuencia que actuó

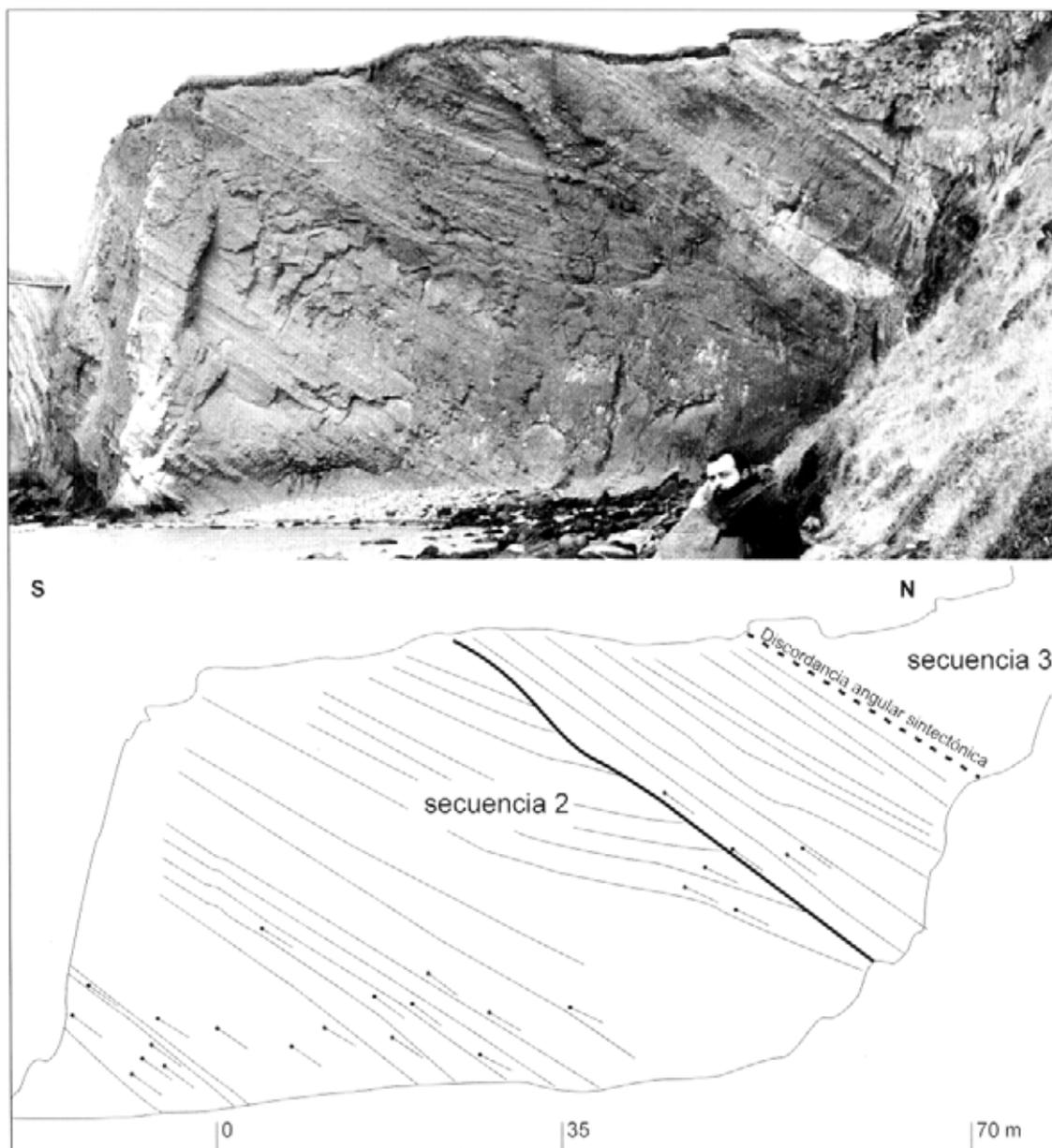


FIG. 13. Contacto entre las secuencias 2 y 3, cabo Campo del Medio. En la esquina superior derecha se puede observar la discordancia angular sintectónica sobre la que se apoya la secuencia 3. La discordancia angular dentro de la secuencia 2 es interpretada como un deslizamiento planar sinsedimentario, pero no se descarta un probable origen tectónico. Los bastoncitos negros representan la inclinación de los estratos tomados sobre el afloramiento. Las distancias señaladas fueron medidas con telémetro láser, la escala de la fotografía varía según la deformación del lente.

como unidad incompetente basal, la conforman, en este caso, las pelitas inferiores de la Formación Punta Torcida y su espesor calculado por el mismo método fluctúa entre 950 y 1.600 m. En una primera aproximación, se intentó modelar la estructura a partir de un modelo de propagación de falla típico

(Suppe y Medwedeff, 1990). Sin embargo, con este modelo no fue posible ajustar el gran espesor (Fig. 9b) y distribución areal (Figs. 3 y 10) de la unidad pelítica (Formación Punta Torcida), con respecto a las unidades arenosas (formaciones Leticia y Cerro Colorado). El ajuste de los rasgos superficiales y la

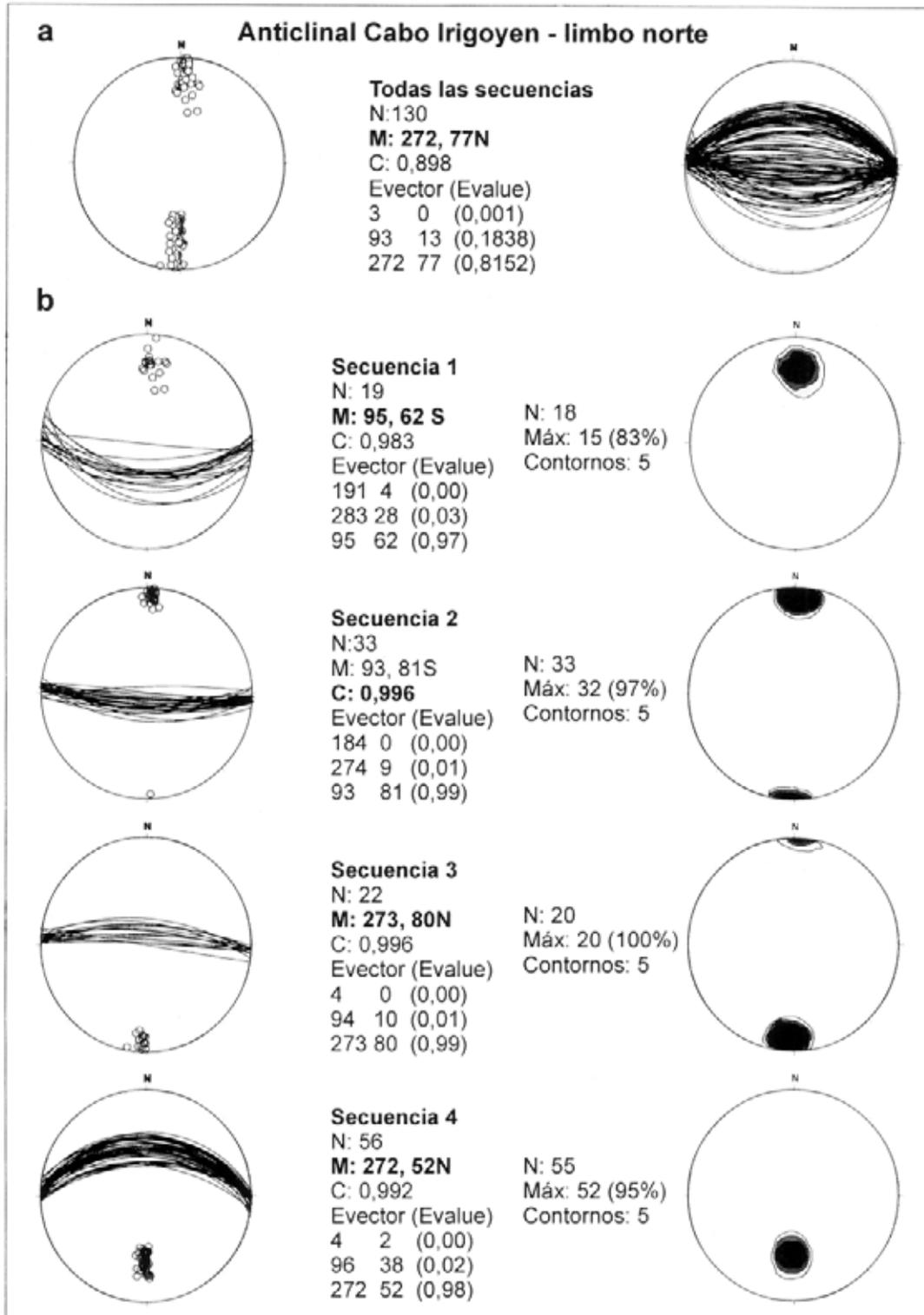


FIG. 14. Anticlinal Irigoyen: **(a)** flanco septentrional: diagramas estereográficos de polos y planos con proyección en el hemisferio sur; **(b)** secuencias del flanco septentrional: diagramas estereográficos en la columna izquierda y diagramas de isodensidades en la columna derecha. **N:** número de muestras, **M:** media; **C:** parámetro de concentración; Evector: Eigenvector y Evalue: Eigenvalue.

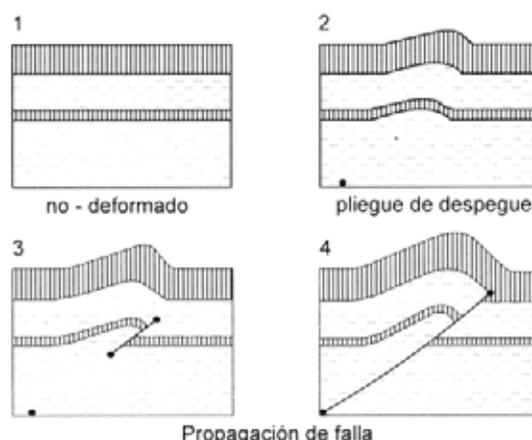


FIG. 15. Modelo evolutivo para los pliegues estudiados (tomado de Storti *et al.*, 1992).

profundidad de despegue calculada sólo fue posible a partir de la combinación de un modelo de pliegues de despegue (Poblet y McClay, 1996) que evoluciona a pliegue por propagación de falla (Storti *et al.*, 1997) (Figs. 4 y 15). Mitra (2001) los denominó pliegues de despegue fallados ('faulted detachment folds'), y los identificó en varias fajas plegadas y corridas, incluyendo las de los Apalaches centrales, Wyoming-Idaho, Zagros, Albanide y Papua-Nueva Guinea. Debido a que los pliegues de despegue fallados superficialmente se mimetizan con los de propagación por falla, pueden ser confundidos en áreas con pobre calidad de datos (Mitra, 2001). Las principales características para distinguirlos, presentes en la zona estudiada, es que se generan en sucesiones con gran contraste de competencias litológicas, donde la espesa sucesión pelítica basal es afectada por una considerable deformación dúctil, con desarrollo de sinclinales en el labio bajo de la falla.

En el flanco frontal del anticlinal Campo del Medio el techo de la Formación Leticia (Secuencia 3 en Fig. 7a) inclina 5-7°, señalando que con posterioridad a su depósito la rotación de limbo se detuvo. En el modelo cinemático, se logra el máximo apretamiento hacia la culminación de la Formación Leticia (Fig. 16). La Formación Cerro Colorado se depositó con posterioridad y, por lo tanto, debió ser afectada por un segundo pulso de deformación. El segundo pulso compresivo produjo la propagación de fallas desde niveles estructurales más profundos, que transportaron los pliegues hacia el norte (Fig. 4). En la espalda del anticlinal Campo del Medio, la Formación Cerro Colorado fue afectada por el 'kink' dorsal que produjo su rotación instantánea. En el flanco frontal del anticlinal Irigoyen, la Formación Leticia inclina 45° en su techo (Figs. 7b y 14b), mostrando que la rotación de limbo continuó durante el segundo pulso compresivo.

RESTAURACION

El proceso de restauración se aplicó sólo sobre el anticlinal Campo del Medio, por ser el que aflora de manera más completa. Se utilizaron vectores rectos similares a los propuestos por Novoa *et al.* (2000), que provocan una leve disminución en el largo del limbo y en consecuencia producen cambios en los valores de altura de la cresta (H) y acortamiento (S). Aquí, como se discute más adelante, se considera que el flanco frontal del anticlinal

Campo del Medio se desarrolló por rotación de limbo con largo de limbo constante, según el Modelo 1 de Poblet *et al.* (1997). Se recalcularon los valores de H y S, sobre la base de las fórmulas propuestas por Hardy y Poblet (1994) para largo de limbo constante (Tabla 1). Se consideró el largo del limbo (L_0) igual a 1.000 m y se utilizó el ángulo de rotación (θ) obtenido en la restauración para cada etapa (ver la notación en la figura 6b):

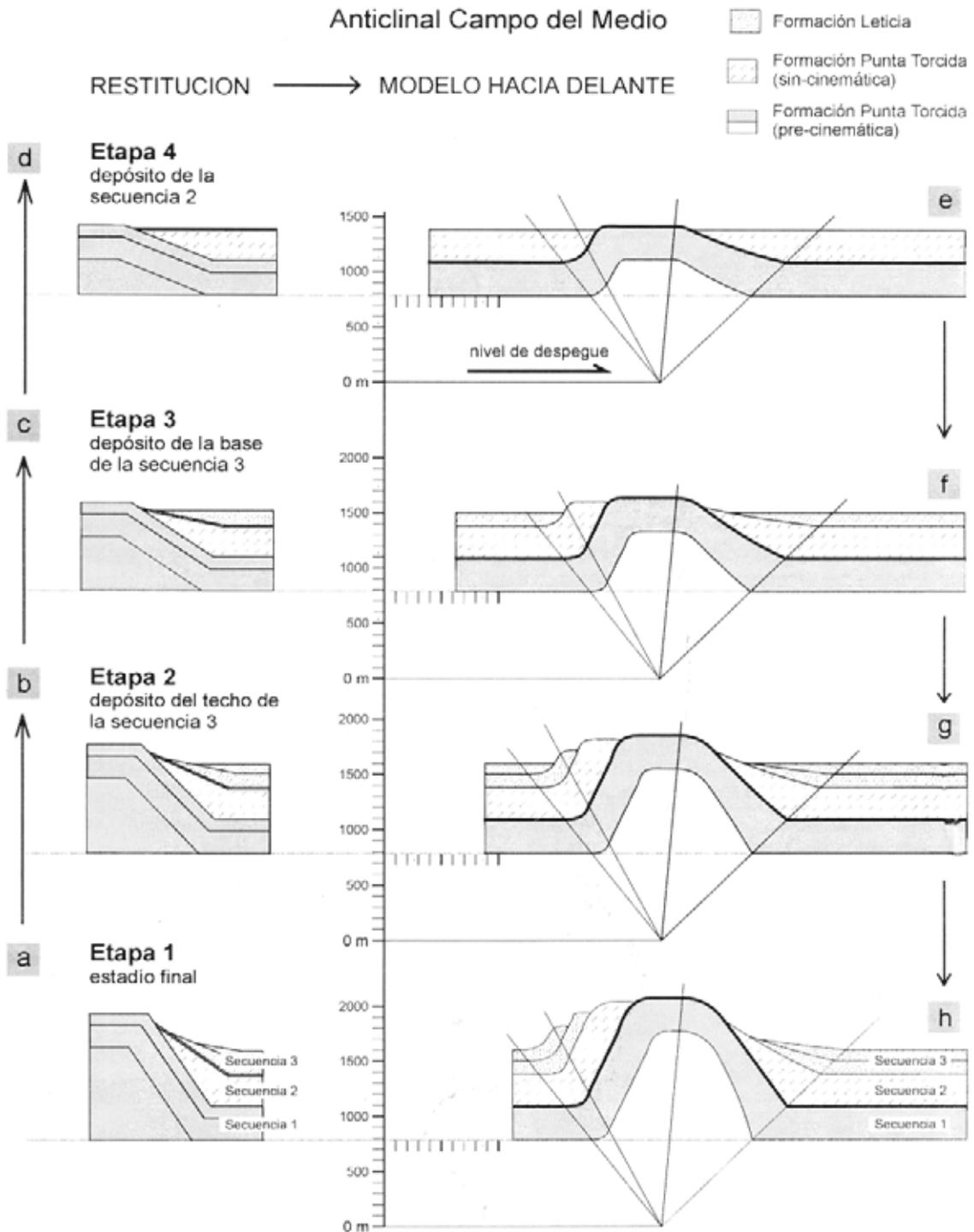


FIG. 16. Distintas etapas del proceso de restauración (a-d) y del modelo cinemático (e-h), los gráficos enfrentados equivalen a la misma etapa. Las flechas señalan el camino seguido para obtener los distintos estadios en la evolución del pliegue: a partir de la figura 16a se restituyó el flanco septentrional del pliegue hasta su estadio final en la figura 16d; a partir de los parámetros obtenidos durante la restauración se modeló el pliegue completo con el modelo cinemático hasta lograr el estadio final de la figura 16h.

$$\begin{aligned} \text{sen } \theta &= H/L_0 \quad \varnothing & H &= \text{sen } \theta L_0 & 1 \\ S &= L_0 (1 - \cos \theta) & & & 2 \end{aligned}$$

Los valores expresados en la tabla 1 para el espesor de sedimentos depositados (E) son los obtenidos en el sector no deformado del perfil estructural (Figs. 4 y 16a). La Formación Cerro Colorado, considerada postcinemática, no se incluye en la restauración, que consta de cuatro etapas con un orden cronológico inverso, descritas a continuación (Figs. 16 a-d, Tabla 1).

Etapla 1. Estadio final (Fig. 16a), corresponde a la situación actual, con 1.535 m de espesor de sedimentos, de los cuales 1.050 m pertenecen a la unidad precrecimiento y 485 m a la secuencia sinorogénica (Tabla 1). El ángulo de rotación, medido sobre la unidad competente precrecimiento, es 57°, el acortamiento total es 455 m y la altura de la cresta es 840 m. El levantamiento tectónico correspondiente al periodo etapa 2 a 1 fue de 107 m.

Etapla 2. Se depositaron los últimos 80 m de la secuencia 3, que traslapan de manera regresiva a la base (Fig. 16b). El ángulo de rotación es 47°, el acortamiento total es 318 m y la altura de la cresta es 733 m. El levantamiento tectónico desde la etapa 3 a la 2 fue de 160 m.

Etapla 3. Depósito de la base de la secuencia 3, correspondiente a los primeros 120 m de la Formación Leticia, en relación de leve traslape regresivo con el techo de la Formación Punta Torcida (secuencia 2) (Fig. 16 c). El ángulo de rotación es 35°, el acortamiento es 181 m y el levantamiento es 573 m. El levantamiento tectónico desde la etapa 4 a la 3 fue de 192 m.

Etapla 4. Inicio estimado para los primeros 285 m de sedimentos sinorogénicos, pertenecientes al techo de la Formación Punta Torcida, que traslapan a la secuencia pre-orogénica, sin alcanzar a cubrir la cresta anticlinal (Fig. 16d). Al momento de la depo-

TABLA 1. VALORES OBTENIDOS A PARTIR DE LA RESTAURACION Y DEL MODELO CINEMATICO POR 'TRISHEAR' (VER FIG. 16).

		Restauración			'Trishear'		
Etapla	θ	E	H	S'	H	S	S'
	(°)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
1	57°	1050 + 485	840	455	987	1161	566
2	47°	80	733	318	772	903	368
3	35°	120	573	181	557	645	186
4	23°	285	381	73	342	387	72

θ : Ángulo de rotación del limbo frontal; E: espesor de sedimentos depositados durante la etapa; H: altura de la cresta = levantamiento tectónico total; S: acortamiento acumulado; S': acortamiento acumulado sólo en el flanco frontal.

sición, el ángulo de rotación era 23°, el acortamiento 73 m y el levantamiento tectónico 381 m.

La configuración geométrica indica que la tasa de sedimentación fue siempre menor a la de levantamiento y disminuyó con el tiempo. La primera secuencia de crecimiento (Fig. 16d) traslapa al anticlinal, pero no lo cubre ya que la relación espesor de sedimentos depositados (E)/levantamiento tectónico (T) era igual a 0,75. Durante la deposición de la base y luego del techo de la secuencia 3, la relación E/T fue de 0,625 y 0,50, respectivamente, por lo que se produjo un traslape regresivo. Si bien, en cada pulso tectónico el ángulo de rotación se incrementó con un valor constante de 10 a 12° y el acortamiento varió entre 108 y 137 m, el levantamiento parcial correspondiente a cada etapa disminuyó. Esto es consecuencia de la cinemática de los pliegues por rotación de limbo, que produce un levantamiento desacelerado si el acortamiento es constante (Hardy y Poblet, 1994). Sin embargo, el aporte de sedimentos disminuyó en mayor medida, y provocó traslapes regresivos hacia el techo. En la configuración final, como consecuencia de la rotación de limbo, la inclinación disminuye sección arriba.

MODELO GEOMETRICO-CINEMATICO

Para integrar los resultados obtenidos mediante el proceso de restauración para el limbo frontal con el perfil del limbo dorsal y lograr una evolución cinemática para el pliegue completo, se utilizó el programa Trishear 2D (Cristallini, 2001). Para ello

fue necesario dilucidar la cinemática de formación de cada limbo. Se ha modelado la geometría de estratos de crecimiento producidos bajo tres modelos cinemáticos de pliegues de despegue, donde una unidad competente y homogénea sufre despe-

que sobre una unidad dúctil (Hardy y Poblet, 1994; Poblet *et al.*, 1997): (1) anticlinales formados con inclinación de limbo variable y largo de limbo constante; (2) anticlinales desarrollados con inclinación constante y largo de limbo variable; y (3) anticlinales formados con inclinación y largo de limbo variable. Además se distinguen dos situaciones: que la tasa de sedimentación sea mayor a la de levantamiento, entonces se generan secuencias que cubren la cresta anticlinal; y la situación inversa, donde se producen secuencias con tendencias regresivas. Los flancos estudiados podrían corresponderse con la cinemática de los modelos 1 y 3, con inclinación de limbo variable. Si comparamos la geometría final del **limbo frontal** del anticlinal Campo del Medio (Fig. 16a) con los modelos geométricos de estratos de crecimiento para baja tasa de sedimentación de Poblet *et al.* (1997), se evidencia la similitud con los generados bajo el Modelo 1. El Modelo 1 con baja tasa de sedimentación muestra estratos de crecimiento en el limbo frontal que al principio traslapan y luego traslapan regresivamente el anticlinal y disminuyen su inclinación sección arriba. En el Modelo 3 el limbo frontal muestra una geometría simple de traslapeo regresivo, sin cambios de inclinación. Sin embargo, el **limbo dorsal** del anticlinal Campo del Medio no muestra ningún cambio de inclinación y se corresponde con la

cinemática del Modelo 2.

La configuración aplicada es la de un pliegue de despegue, con una relación propagación/desplazamiento = 0. Para el limbo frontal se aplicó una configuración de 'trishear', con un ángulo de 'trishear' de 45°, que produjo un crecimiento con largo aproximadamente constante e inclinación variable. El limbo dorsal se desarrolló con inclinación constante y largo variable. Para ello se modeló con ángulo de 'trishear' de 10°, emulando una cinemática de migración de bandas 'kink', afectado por una superficie axial pasiva fija a la cresta del anticlinal y una superficie axial activa en la base del sinclinal dorsal.

Para el modelado de cada etapa se utilizaron los ángulos de rotación y espesor de sedimentos obtenidos durante la restauración (Tabla 1). Los valores de levantamiento y acortamiento correspondientes a la totalidad del pliegue se ilustran en la tabla 1. A fin de poder realizar una comparación con las etapas obtenidas en la restauración, el acortamiento debido exclusivamente a la deformación del limbo frontal se calculó según la fórmula (2). Los valores de H y S' para el limbo frontal por 'trishear' son mayores para las etapas 1 y 2 que los obtenidos en el proceso de restauración. Esto se debe a que el limbo aumenta un 25% su largo en los últimos estadios de deformación por 'trishear'.

TASAS DE LEVANTAMIENTO Y ACORTAMIENTO

Se ha estimado una tasa de sedimentación para la secuencia 3 con el fin de conocer el intervalo temporal que representaría, y sobre esta base obtener la velocidad de crecimiento de la estructura. Según Olivero y López Carrera (2001), la secuencia 3 corresponde a depósitos de un ambiente marino marginal a estuarino. Las tasas de sedimentación para ambientes equivalentes, como el de una plataforma silicoclástica, son de entre 10 y 100 m/Ma (Einsele, 1992). Este rango se puede acortar aún más si consideramos que en su sección tipo dentro del flanco dorsal del anticlinal Campo del Medio, la Formación Leticia posee 500 m de espesor, que se encuentran entre las zonas de foraminíferos P12 basal a la P14 media (Olivero y Malumán, 1999). Si se considera una edad de 43,6 Ma para la

base y 39,2 para el techo de estos intervalos según las edades propuestas por Berggren *et al.* (1995), el tiempo considerado es de 4,4 Ma y la tasa de sedimentación es igual a 114 m/Ma. Para esta tasa de sedimentación el tiempo involucrado durante el depósito de la secuencia 3 habría sido de 1,75 Ma y la tasa de levantamiento tectónico fue aproximadamente del orden de los 0,2 mm/a (200 m/Ma). Los valores obtenidos corresponden a bajas tasas de acortamiento del orden de 0,3 mm/a, calculadas con el desplazamiento del modelo cinemático (S, Tabla 1). Las tasas de levantamiento son similares a las obtenidas por Nelson (1982) para la cuenca de Rocas Verdes. Este autor obtuvo entre los 43 y 38 Ma una velocidad de levantamiento de 0,38 a 0,5 mm/a sobre la base de trazas de fisión.

DISCUSION: EVOLUCION DE LA DEFORMACION

Empleando los nuevos datos obtenidos puede definirse que el sector externo de la faja plegada y corrida Fueguina fue afectado por una mecánica compresiva durante el Paleógeno que cambió a una mecánica transcurrente en el Neógeno. La deformación compresiva comenzó en el Eoceno temprano, luego del depósito de la sección basal de la Formación Punta Torcida (secuencia 1). Durante el Eoceno medio alto la deformación continuó de manera sinsedimentaria junto con la deposición de la Formación Leticia. La compresión en sus estadios iniciales generó pliegues de despegue por rotación de limbo, con una relación propagación/desplazamiento cercana a cero y bajas tasas de levantamiento y acortamiento. Durante el Eoceno superior-Oligoceno la progresión de la compresión produjo la propagación de corrimientos fuera de secuencia. Todavía existe la incertidumbre de si la propagación de las fallas desde niveles más profundos comenzó de manera contemporánea con el depósito de la Formación Cerro Colorado o con posterioridad. La propagación de corrimientos seguramente continuó hasta el Oligoceno, edad del techo de la Formación Cerro Colorado.

Las edades propuestas para el inicio de la deformación en este sector contrastan con las conclusiones de Diraison *et al.* (1997), quienes consideraron al Eoceno como precinemático. Pero, las edades concuerdan con Biddle *et al.* (1986) y Martinioni *et al.* (1998, 1999) que consideran al Eoceno como sinorogénico. La edad del primer pulso compresivo durante el Eoceno medio alto se superpone con el segundo pulso de fuerte levantamiento del basamento en Cordillera Darwin a los 65-40 Ma (Kohn *et al.*, 1995), contemporáneo con la estructuración de la faja plegada y corrida entre el lago Deseado y el cerro Cuchilla (Fig. 2; Klepeis, 1994). El segundo pulso de deformación coincide con el importante avance de los corrimientos que definieron Alvarez-Marrón *et al.* (1993) durante el

Oligoceno-Mioceno. Edades similares son propuestas por Galeazzi (1996) para el inicio de la deformación en la cuenca de Malvinas durante el Eoceno tardío-Oligoceno.

Durante el Mioceno inferior se produjo un importante cambio en la cinemática de deformación, y el régimen empezó a tener características transcurrentes. Esta deformación transpresiva queda registrada por diques clásticos, la reactivación del anticlinal Punta Gruesa y la generación del corrimiento transpresivo Castor, donde se fosilizó el frente orogénico emergente (Ghiglione, 2002). Estructuras en flor desarrolladas dentro de depósitos del Mioceno inferior con características transpresivas, que no llegaron a ser exhumadas, se observan en líneas sísmicas al norte del frente orogénico fosilizado (Robbiano *et al.* 1996). El sector estudiado fue cortado por la falla transpresiva dextral Fueguina, con la consecuente rotación de bloques y reactivación transpresiva de estructuras anteriores (Fig. 3b). La edad para el pasaje a una tectónica transcurrente está en el rango de edad oligocena propuesta por Klepeis y Austin (1997).

Las diferentes etapas de deformación se pueden resumir en:

- **Deformación paleógena:** caracterizada por compresión durante el Eoceno medio superior, que generó pliegues de despegue por rotación de limbo, con una relación propagación/desplazamiento cercana a cero y bajas tasas de levantamiento y acortamiento. Durante el Eoceno superior-Oligoceno un importante incremento de la compresión produjo la ruptura de los pliegues, los que fueron transportados por corrimientos fuera de secuencia hacia el norte.
- **Deformación neógena:** generó una fuerte componente transpresiva que alcanzó su máxima intensidad en el Mioceno inferior con reactivación de fallas transpresivas, generación de diques clásticos y estructuras en flor.

CONCLUSIONES

La estructuras pertenecientes a la faja plegada y corrida externa Fueguina comenzaron a formarse en el Eoceno inferior-medio alto. Durante este pe-

riodo, el depocentro de techo de cuña se ubicaba entre el río Irigoyen y la punta Gruesa. Las estructuras se generaron bajo una mecánica de pliegue

de despegue por rotación del limbo frontal. Una combinación de los Modelos 1 y 2 de Poblet *et al.* (1997), por rotación de limbo con largo de limbo constante para el limbo frontal y largo variable e inclinación constante para el limbo dorsal sería la cinemática que más se ajusta. La relación entre la tasa de sedimentación/tasa de levantamiento habría sido menor a 1 durante la formación de las

estructuras, y disminuyó con el tiempo. Durante el Eoceno medio alto las tasas de levantamiento y acortamiento fueron del orden de los 0,2 mm/a y 0,3 mm/a respectivamente. Un segundo pulso compresivo provocó la propagación de corrimientos fuera de secuencia hacia el norte durante el Eoceno alto?-Oligoceno.

AGRADECIMIENTOS

Estos trabajos fueron financiados por el PICT 07-06729 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (VAR) y por el PIP-CONICET 4304 a nombre de E.B. Olivero. Los autores desean expresar su agradecimiento a E. Olivero (CADIC-CONICET) por su colaboración en las tareas de campaña, su invaluable asesoría en la estratigrafía de la comarca y la enriquecedora revisión del trabajo. El reconocimiento es extensivo a N. Malumián (SEGEMAR), quien contribuyó en el entendimiento de la estratigrafía. A J. Vergés (Institut de Ciències de la Terra, Jaume Almera, Barcelona, España), quien ayudó a delinear el trabajo en su etapa de

borrador. Se agradece cálidamente a A. Aguirre (SRN, Tierra del Fuego), R.D. Bassotti y V. Pancotto (Universidad de Buenos Aires) la ayuda y compañía brindada en las tareas de campaña. A G. Boujalesky (CADIC-CONICET) y P.R. Leal (Universidad de Buenos Aires-CONICET) la revisión crítica del trabajo. A los árbitros de la Revista Geológica de Chile, J. Alvarez-Marrón (Institut de Ciències de la Terra, 'Jaume Almera', Barcelona, España) y J. Skármeta (Codelco-Chile) por sus excelentes comentarios que contribuyeron a mejorar la versión final. Se agradece a L. Glubich (Estancia 'La Fueguina') las facilidades para acceder a la zona de estudio.

REFERENCIAS

- Alvarez-Marrón, J.; McClay, K.R.; Harambour, S.; Rojas, L.; Skármeta, J. 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña area) Tierra del Fuego, Southern Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 77, No. 11, p. 1904-1921.
- Anadón, P.; Cabrera, L.; Colombo, F.; Marzo, M.; Riba, O. 1986. Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). In *Foreland Basins- International Association of Sedimentologists, Special Publication 8*, (Allen, A.; Homewood, P.; editors). *Blackwell Scientific Publications*, p. 259-271. London.
- Berggren, W.A.; Kent, D.V.; Swisher, C.C.III.; Aubry, M.P. 1995. A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, No. 54, p. 129-212.
- Biddle, K.T.; Uliana, M.A.; Mitchum Jr., R.M.; Fitzgerald, M.G.; Wright, R.C. 1986. The stratigraphy and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. In *Foreland Basins- International Association of Sedimentologists, Special Publication 8*, (Allen, A.; Homewood, P.; editors). *Blackwell Scientific Publications*, p. 41-61. London.
- Burbank, D.; Meigs, A.; Brozovic, H. 1996. Interactions of growing folds and coeval depositional systems. *Basin Research*, Vol. 8, p. 199-223.
- Cagnolatti, M.; Covellone, G.; Erlicher, J.; Fantin, F. 1987. Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del Río Grande, Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 10, Actas*, Vol. 1, p. 149-152. San Martín de Tucumán.
- Caminos, R. 1980. Cordillera Fueguina. In *Simposio de Geología Regional Argentina, No. 2*, p. 1463-1501. Córdoba.
- Cande, S.C.; Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonic of the southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B1, p. 471-496.
- Cristallini, E.O.; Allmendinger, R.W. 2002. Backlimb trishear: a kinematic model for curved folds developed over angular fault bends. *Journal of Structural Geology*, Vol. 24, No. 2, p. 289-295.
- Cunningham, W.D. 1993. Strike-slip faults in the southern-

- most Andes and the development of the Patagonian orocline. *Tectonics*, Vol. 12, No. 1, p. 169-186.
- Cunningham, D.W.; Dalziel, I.A.W.; Tung-Yi, L.; Lawver, L.A. 1995. Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. B5, p. 8257-8266.
- Dahlstrom, C.D.A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 18, p. 332-406.
- Dalziel, I.W.D.; Klingfield, R.; Lowrie, W. Opdyke, N.D. 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarcticandes. In *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, Vol. 1 (Tarling, D.H.; Runcom, S.K.; editors). *Academic Press*, p. 87-101. San Diego.
- Dalziel, I.W.D.; de Wit, M.F.; Palmer, K.F. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, Vol. 50, p. 291-294.
- DeCelles, P.G.; Gray, M.B.; Ridgway, K.D.; Cole, R.B.; Srivastava, P.; Pequera, N.; Pivnik, D.A. 1991. Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 103, p. 1458-1475.
- DeCelles, P.G.; Lawton, T.F.; Mitra, G. 1995. Thrust timing, growth of structural culminations, and synorogenic sedimentation in the type Sevier orogenic belt, western United States. *Geology*, Vol. 23, No. 8, p. 699-702.
- DeCelles, P.G.; Mitra, G. 1995. History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 107, No. 4, p. 454-462.
- DeCelles, P.G.; Giles, K.A. 1996. Foreland basin system. *Basin Research*, Vol. 8, p. 105-123.
- Diraison, M.; Cobbold, P.R.; Gapais, D.; Rossello, E.A.; Gutiérrez-Pleimling, A. 1997a. Neogene tectonics within the Magellan basin. In *Simposio Bolivariano*, No. 6, *Memorias*, Vol. 1, p. 1-14. Cartagena de Indias.
- Diraison, M.; Cobbold, P.R.; Gapais, D.; Rossello, E.A. 1997b. Magellan Strait: part of a Neogene rift system. *Geology*, Vol. 25, p. 703-706.
- Diraison, M.; Cobbold, P.R.; Gapais, D.; Rossello, E.A.; Le Corre, C. 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, Vol. 316, p. 91-119.
- Einsele, G. 1992. Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget. *Springer-Verlag*, 628 p. Berlin.
- Erslev, E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, Vol. 19, p. 617-620.
- Espina, R.G.; Alonso, J.L.; Pulgar, J.A. 1996. Growth and propagation of buckle folds determined from syn-tectonic sediments (the Ubierna Fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). *Journal of Structural Geology*, Vol. 18, No. 4, p. 431-444.
- Evans, J.E.; Elliot, T. 1999. Evolution of a thrust-sheet-top basin: The Tertiary Barreme basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 111, No. 11, p. 1617-1643.
- Ford, M.; Edward, A.W.; Artoni, A.; Vergés, J.; Stuart, H. 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 3-4, p. 413-441.
- Furque, G.; Camacho, H.H. 1949. El Cretácico superior de la costa atlántica de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 21, p. 263-297.
- Galeazzi, J.S. 1996. Cuenca de Malvinas. In *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina* (Ramos, V.A.; Turic M.A.; editores). *Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Relatorio*, p. 273-309. Buenos Aires.
- Ghiglione, M.C.; Aguirre-González, A.; Olivero, E.B. 2002. Frente deltaico mioceno de Tierra del Fuego: facies, geometría y control tectónico. In *Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas*, CD-ROM, Artículo 16, No. 86, 6 p. Calafate.
- Ghiglione, M.C. En prensa. Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno Inferior de la Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 57, No. 2.
- Ghiglione, M.C.; Olivero, E.B.; Ramos, V.A. 2000. Estratos de crecimiento en el frente orogénico paleógeno de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Congreso Latinoamericano de Sedimentología, No. 2 y Reunión Argentina de Sedimentología, No. 8, Resúmenes*, p. 81. Mar del Plata.
- Halpern, M.; Rex, D.C. 1972. Time of folding of the Yahgan Formation and age of the Tekenika beds, southern Chile, South America. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 83, p. 1881-1886.
- Hervé, F.; Nelson, E.; Kawashita, K.; Suárez, M. 1981. New isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, southernmost Chilean Andes. *Earth Planetary Science Letters*, Vol. 55, p. 257-265.
- Hardy, S.; Poblet, J. 1994. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, Vol. 22, p. 371-374.
- Kohn, M.J.; Spear, F.S.; Harrison, T.M.; Dalziel, I.W.D. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 13, p. 251-270.
- Kleppeis, K.A. 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics*, Vol. 13, No. 4, p. 882-904.
- Kleppeis, K.A.; Austin, J.A. 1997. Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes.

- Tectonics*, Vol. 16, No. 5, p. 755-776.
- Malumián, N.; Olivero, E.B. 1998. La Formación Río Bueno, relaciones estratigráficas y edad, Eoceno inferior, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *In Congreso Latinoamericano de Geología, No. 10 y Congreso Nacional de Geología Económica, No. 1, Actas*, Vol. 1, p. 120-124. Buenos Aires.
- Martinioni, D.R.; Olivero, E.B.; Palamarczuk, S. 1999. Estratigrafía y discordancias del Cretácico superior-Paleoceno en la región central de Tierra del Fuego. *In Simposio Paleógeno de América del Sur* (Náñez, C.; editor). *Anales*, Vol. 33, p. 7-16.
- Martinioni, D.R.; Olivero, E.B.; Palamarczuk, S. 1998. Conglomerados del Paleógeno en Tierra del Fuego: Evidencias de discordancia entre el Cretácico superior (Paleoceno) y el Eoceno de Cuenca Austral. *In Paleógeno de América del sur y de la Península Antártica* (Casadio, S.; editor). *Asociación Paleontológica Argentina*, Publicación Especial, Vol. 5, p. 129-136.
- Mitra, S. 2001. Faulted detachment folds: an alternative model for fault-tip folds. *In Geological Society of America Annual Meeting*, disponible en internet: <http://gsa.confex.com/gsa/2001AM/finalprogram/abstract-20562.htm>.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. *In Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (Ericksen, G. E.; Cañas, M.T.; Reinemud, J.A.; editors). *Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series*, Vol. 11, p. 59-90.
- Muñoz-Jiménez, A.; Casas-Sainz, A.M. 1997. The Rioja Trough (N Spain): tectonosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, Vol. 9, p. 65-85.
- Nelson, E.P. 1982. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin Orogenic Core Complex: evidence from fission track geochronology and closing temperature-time relationships. *Journal of Geological Society*, Vol. 139, p. 755-761. London.
- Novoa, E.; Suppe, J.; Shaw, J.H. 2000. Inclined-shear restoration of growth folds. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 84, No. 6, p. 787-804.
- Nunns, A.G. 1991. Structural restoration of seismic and geologic sections in extensional regimes. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 75, No. 2, p. 278-297.
- Olivero, E.B. 2002. Petrografía sedimentaria de sistemas turbidíticos del Cretácico-Paleógeno, Andes Fueguinos: procedencia, volcanismo y deformación. *In Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas*, CD ROM, Artículo No. 15, 2 p. Calafate.
- Olivero, E.B.; López-Carrera, M.I. 2001. Ichnology of sintectonic turbidite, estuarine and shelf deposits. *In Reunión Argentina de Icnología, No. 4 y Reunión de Icnología del Mercosur, No. 2, Resúmenes*, p. 62. Tucumán.
- Olivero, E.B.; Malumián, N. 1999. Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 83, No. 2, p. 295-313.
- Olivero, E.B.; Martinioni, D.R. 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 175-188.
- Olivero, E.B.; Martinioni, D.R. 1996. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego. Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. *Journal of Paleontology*, Vol. 70, p. 272-274.
- Olivero, E.B.; Malumián N.; Palamarczuk, S.; Scasso, R. En prensa. El Cretácico superior-Paleógeno del área del río Bueno, costa Atlántica de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Pilger, R.H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 141, p. 793-802.
- Poblet, J.; McClay, K. 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *American Association of Petroleum Geologists*, Vol. 80, No. 7, p. 1085-1109.
- Poblet, J.; McClay, K.; Storti, F.; Muñoz, J.A. 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 3-4, p. 369-381.
- Ramos, V.A. 1996. Evolución Tectónica de la Plataforma Continental. *In Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina* (Ramos, V.A.; Turic, M.A.; editores). *Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Relatorio*, p. 385-404. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. *In Recursos Minerales de la República Argentina* (Zappettini, E.O.; editor) *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales*, No. 35, p. 29-49. Buenos Aires.
- Ramos, V.A.; Aleman, A. 2000. Tectonic Evolution of the Andes. *In Tectonic evolution of South America* (Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; editors). *International Geological Congress, No. 31*, p. 635-685. Rio de Janeiro.
- Ramos, V.A.; Haller, M.J.; Butrón, F. 1986. Geología y Evolución tectónica de las Islas Barnevelt: Atlántico Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 15, No. 3-4, p. 137-154.
- Riba, O. 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pirinees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, Vol. 15, p. 213-233.
- Robbiano, J.A.; Arbe, H.; Gangui, A. 1996. Cuenca Austral Marina. *In Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina* (Ramos, V.A.; Turic, M.A.; editores). *Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Relatorio*, p. 323-342. Buenos Aires.
- Schmitt, K.R. 1991. Sandstone intrusions in the Andina fold-thrust belt (51°-54°S): implications for the paleohydrogeologic evolution of the southernmost An-

- des. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Graduate School of Arts and Science, Columbia University*, 263 p.
- Suárez, M.; de la Cruz, R.; Bell, C.M. 2000. Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt. *Geological Magazine*, Vol. 137, No. 4, p. 345-353.
- Suárez, M.; Hervé, M.; Puig, A. 1985. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes, XII Región. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 65.
- Storti, F.; Salvini, F.; McClay, K. 1997. Fault-related folding in sandbox analogue models of thrust wedges. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 3-4, p. 583-602.
- Suppe, J. 1999. Shear fault-bend folding. *Thrust Tectonics Conference, Actas*, p. 27-30. London.
- Suppe, J.; Medwedeff, D.A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae*, Vol. 83, p. 409-454.
- Suppe, J.; Chou, G.T.; Hook, S. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In *Thrust Tectonics* (McClay, K.R.; editor). *Chapman and Hall*, p. 105-121. London.
- Suppe, J.; Sábato, F.; Muñoz, J.A.; Poblet, J.; Roca, E.; Vergés, J. 1997. Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 3-4, p. 443-461.
- Vergés, J.; Meigs, A.J.; Burbank, D.W. 1996. Unfolding: An inverse approach to fold kinematics. *Geology*, Vol. 24, No. 2, p. 175-178.
- Wilson, T.J. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 103, p. 98-111.
- Winslow, M.A. 1982. The structural evolution of the Magallanes basin and neotectonics in the southernmost Andes. In *Antarctic Geosciences, Symposium on Antarctic Geology and Geophysics* (Craddock, C.; editor). *University of Wisconsin Press*, p. 143-154, Madison.
- Yrigoyen, M.R. 1962. Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego. *Revista Petrotecnia*, Vol. 12, No. 4, p. 28-38.
- Zoetemeijer, R.; Sassi, W.; Roure, F.; Cloetingh, S. 1992. Stratigraphic and kinematic modeling of thrust evolution, northern Apennines, Italy. *Geology*, Vol. 20, No. 11, p. 1035-1038.