

Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno inferior de la Cuenca Austral

Matías C. GHIGLIONE

Laboratorio de Tectónica Andina – UBA

Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC – CONICET), Malvinas Argentinas s/n, Ushuaia (9410), Isla Grande de Tierra del Fuego. E-mail: mghiglione@arnet.com.ar

RESUMEN. Los diques clásticos caracterizan a los sedimentos del Mioceno inferior de la Cuenca Austral o de Magallanes, en la parte central de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. Se analiza la orientación, espesor y espaciamiento de diques clásticos aflorantes en las localidades de Cabo San Pablo y Cabo Viamonte, sobre la costa atlántica de Tierra del Fuego. Las intrusiones laminares, en especial los diques intruidos en rocas homogéneas, se orientan perpendiculares al esfuerzo principal compresivo mínimo (σ_3). Por lo tanto, la orientación preferencial de los diques clásticos se utilizó para calcular la disposición de σ_3 al momento de la intrusión. Empleando la orientación calculada para σ_3 y la alineación de las estructuras geológicas, se dedujo la distribución de los esfuerzos principales compresivos máximo e intermedio (σ_1 y σ_2 respectivamente). En Cabo San Pablo el elipsoide de esfuerzos manifiesta un sistema transcurrente, con σ_1 y σ_3 horizontales y σ_2 vertical. Los diques clásticos se generaron durante la acumulación de los depósitos del Mioceno inferior. La presencia de rasgos sinorogénicos y la orientación de los diques clásticos y geometría de las estructuras que afectan a la secuencia, permiten reconocer dos pulsos tectónicos transpresivos diacrónicos que afectaron a la cuenca de antepaís Austral durante el Mioceno temprano. En conclusión, se propone sobre estas bases una evolución tectónica dominada por movimientos transcurrentes para el Mioceno inferior de la costa atlántica de la Isla Grande de Tierra del Fuego.

Palabras clave: Diques clásticos, Estratos de crecimiento, Transcurrencia, Cuenca Austral, Mioceno, Tierra del Fuego

ABSTRACT. *Clastic dykes associated with strike-slip deformation, in synorogenic deposits from the Early Miocene of the Austral basin.* Clastic dykes occur commonly within Early Miocene sediments of the Austral or Magallanes basin, in the central part of Tierra del Fuego, Argentina. The orientation, thickness and spacing of the clastic dykes along the Atlantic coast in the vicinity of Cabo San Pablo and Cabo Viamonte are examined. Sheet intrusions, especially dykes unaffected by previous structures, should have an orientation perpendicular to the least compressive stress (σ_3). Consequently, the orientation of clastic dykes has been used to calculate σ_3 distribution at the time of intrusion. These σ_3 directions, as well as geological structures, are used to infer the maximum and intermediate compressive stresses (σ_1 and σ_2 , respectively) at the time of intrusion. In the Cabo San Pablo sector, the strain ellipse so obtained defines a strike-slip system, with σ_1 and σ_3 horizontal and σ_2 vertical. The clastic dykes were generated during Early Miocene sediment deposition, in two distinct strike-slip tectonic pulses that affected the Austral basin. Thus, a tectonic evolution based on strike-slip displacement of the Austral basin during the Early Miocene is proposed.

Key words: *Clastic dykes, Growth strata, Strike-slip, Austral basin, Miocene, Tierra del Fuego*

Introducción

Los diques clásticos son un rasgo frecuente en el registro geológico, se emplazan paralelos a la estratificación, como filones capa, o cortan al estrato albergante en forma oblicua (Allen 1982). Estas intrusiones pueden desarrollarse cuando el agua y el sedimento, constituido típicamente por arena, ascienden dentro de fisuras generadas en la capa confinante sobreyacente de grano fino e impermeable (Obermeier 1998). Para que esta mezcla de clastos y fluido migre hacia la superficie, comportándose como un líquido, se requiere la liquidización (*liquidization*) del sedimento entrampado (Allen 1982). Los diques

intruidos dentro de rocas homogéneas, afectadas por un sistema con esfuerzos principales mínimo (σ_3) e intermedio (σ_2) iguales, tendrán un amplio rango de orientaciones, las que serán transicionales entre sí (Renshaw y Pollard 1994). Si la roca albergante se encuentra sometida a un campo de esfuerzos, las intrusiones tabulares se propagarán en forma perpendicular a σ_3 , como fracturas extensionales (Suppe 1985).

Los diques clásticos son ilustrados en una amplia gama de trabajos (Borrello 1962; Jolly *et al.* 1998) y son utilizados en el estudio de procesos tectónicos, en especial para análisis paleosísmicos (Obermeier 1998; Li *et al.* 1996; Bezerra y Vita-Finzi 2000; Galli

2000), cálculo de distribución de esfuerzos (Peterson 1966; Schmitt 1991) y evolución de estructuras tectónicas (Winslow 1983).

En Tierra del Fuego los enjambres de diques clásticos son frecuentes y se presentan en rocas del Cretácico superior hasta el Neógeno. Fueron descritos por Borrello (1962), quien estudió las localidades argentinas de Río Grande, Cabo Viamonte, Río Ewans y Cabo San Pablo (Fig. 1). Este autor hizo hincapié en detalle la morfología de los diques y discutió posibles mecanismos de formación, sin analizar su orientación preferencial. Concluyó que son epigenéticos y propuso una génesis asociada a fenómenos de inyección de gas, o hasta gas y agua, mezclados con el sedimento, provenientes del subsuelo.

En el sector chileno de Tierra del Fuego, Winslow (1983) detalló las características regionales, composición, y relaciones de campo de diques clásticos ubicados en la faja plegada y corrida Austral a los 53° S. La autora propuso un origen sinorogénico y sinsedimentario para los enjambres de diques clásticos. A partir de las relaciones de campo observadas entre estructuras mesoscópicas, sugirió la siguiente evolución tectónica: desarrollo de diaclasamiento y clivaje incipiente, inicio del fallamiento y plegamiento, inyección de los diques clásticos, y un último estadio en el cual los pliegues terminaron de apretarse.

Schmitt (1991) exploró los diques clásticos emplazados en la faja plegada y corrida Austral entre los 51° y 54° S. En la costa atlántica de Tierra del Fuego investigó las localidades de Cabo San Pablo, Cabo Ladrillero y Río Ewans (Figs. 1 y 2). Propuso que el escape de gas metano, entrampado en estructuras

preexistentes, fue el mecanismo generador del emplazamiento de los diques clásticos. Consideró que las direcciones de los diques clásticos en Cabo San Pablo no representan una orientación de esfuerzos en particular. Sin embargo, estipuló que los desarrollados en Cabo Ladrillero y Río Ewans, responden a un sistema de esfuerzos transcurrente levógiro.

Diraison *et al.* (1997a) estudiaron los diques emplazados sobre la misma secuencia, en la intersección de las rutas 3 y a (Figs. 1 y 2), asociándolos a un contexto de extensión generalizada durante el Neógeno.

Aquí se estudian diques clásticos expuestos en la costa atlántica de Tierra del Fuego en la localidad de Cabo San Pablo, entre el río San Pablo y a punta Gruesa, donde se desarrolla el frente orogénico de la faja plegada y corrida Austral y en Cabo Viamonte, dentro del antepaís perteneciente a la Cuenca Austral (Figs. 1 y 2). Se analiza la distribución espacial de los diques clásticos, y su relación con las estructuras geológicas de las rocas albergantes. A partir de la dirección preferencial en que se emplazaron los diques fue posible calcular la orientación del elipsoide de esfuerzos local, y las variaciones que presenta según cada estructura.

Generación de diques clásticos

Liquidización: licuefacción-fluidización

Las intrusiones arenosas se generan por la pérdida de resistencia a los esfuerzos de cizalla de un cuerpo arenoso sin cohesión. Como consecuencia, el estrato deja de comportarse como un sólido y toma un esta-

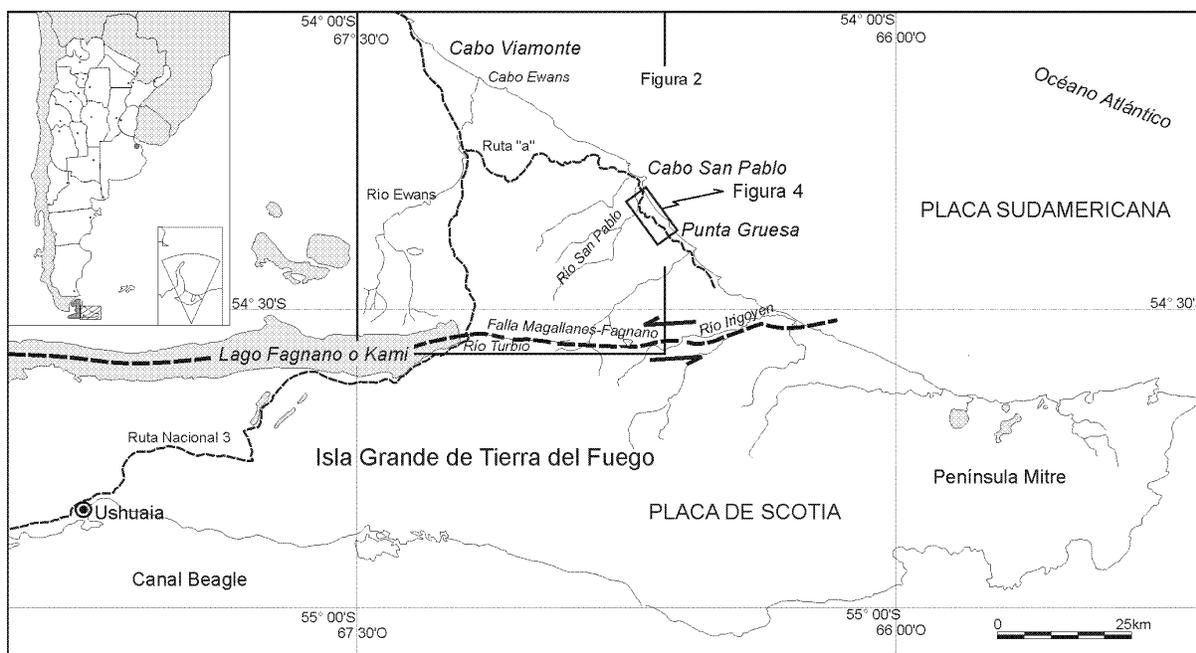


Figura 1: Mapa de ubicación de las localidades estudiadas.

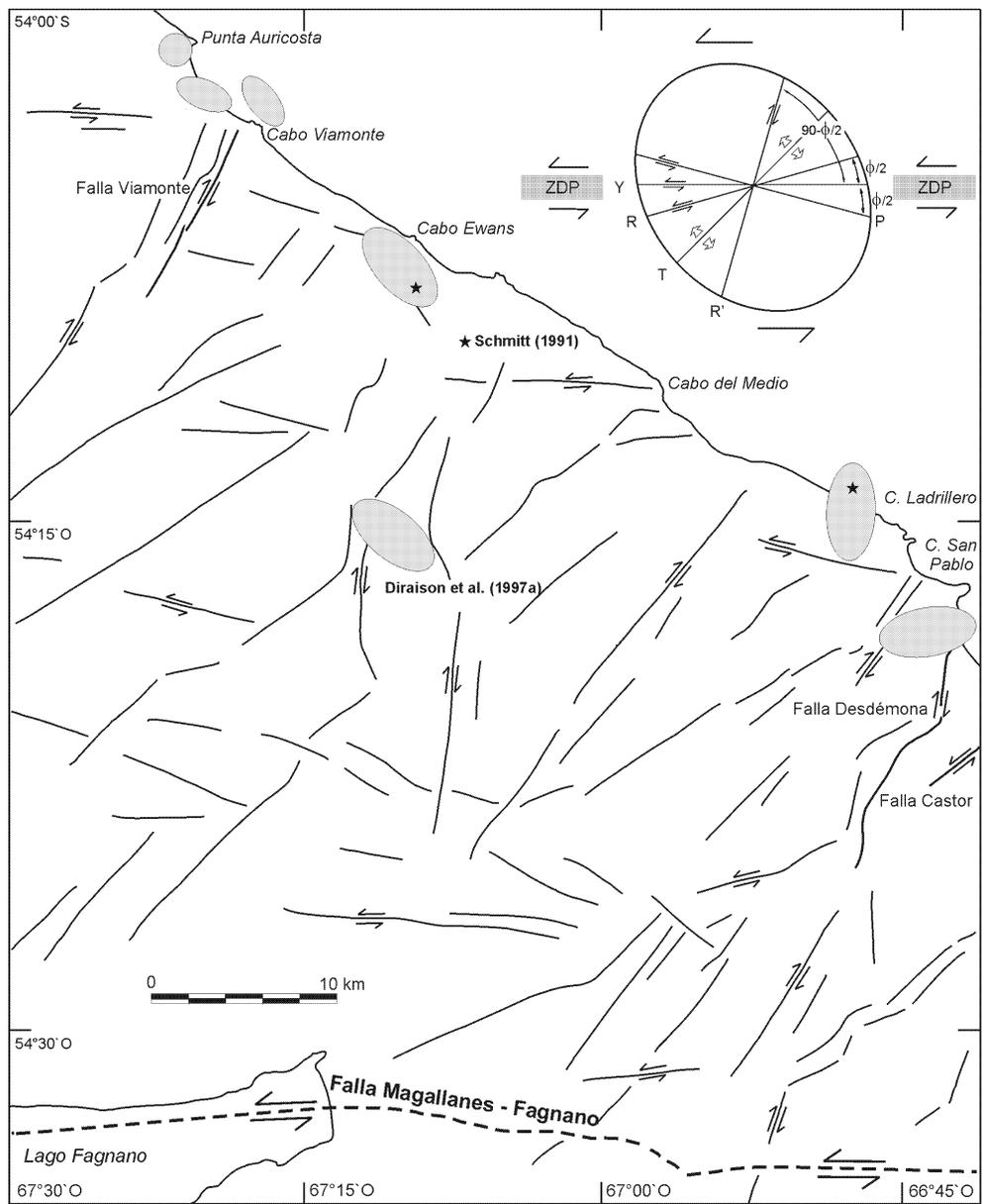


Figura 2: Principales lineamientos que afectan a Tierra del Fuego al norte de la falla Fagnano. Se indica el desplazamiento conceptual que les corresponde en un sistema transcurrente levógiro. Se ilustran los elipsoides de deformación a partir de la orientación de diques clásticos. En la esquina superior derecha se grafican los elementos más comunes dentro de un sistema de cizalla de Riedel levógiro. La presencia de cizalla-R (sintética con el sentido de la cizalla) es el único requisito indispensable para que una zona de cizalla sea considerada como una zona de cizalla de Riedel. La cizalla-R' (antitética) está presente casi siempre. En este caso, el ángulo de fricción interna (f) es 30° . La cizalla-P (sintética) forma un ángulo de 15° horarios con la zona de desplazamiento principal (ZDP). La cizalla-Y (sintética) se forma paralela a la traza de la ZDP. Las fracturas-T (fracturas de tensión) se forman a 45° antihorarios con respecto a la ZDP levógira.

do viscoso, con comportamiento líquido. A este mecanismo se lo llama liquidización (*liquidization*) y su producto se denomina sedimento liquidizado (*liquidized sediments*, Allen 1982). Sedimentos no cohesivos que sufren este cambio de estado son capaces de ascender, e intruir capas sedimentarias superiores, como consecuencia de gradientes de presión. Desde el punto de vista sedimentológico se conocen dos mecanismos principales a partir de los cuales se produce esta pérdida de cohesión: licuefacción y fluidización (*lique-*

faction and fluidization).

La licuefacción es un proceso a volumen constante donde el aumento de la presión de fluidos y/o del esfuerzo de cizalla, por ejemplo el ocasionado por un sismo, provoca la disrupción *in situ* del soporte mutuo entre granos, de tal manera que éstos se encuentran temporalmente separados y dispersos en el fluido poral (Fig. 3 a y b). Si el estrato arenoso está confinado en su techo por un estrato de grano fino e impermeable, esto deriva en un aumento instantáneo de la presión

del líquido poral ya que debe soportar todo el peso de la columna sedimentaria, igualando a la presión litostática. A su vez, la licuefacción se ve favorecida ante un aumento previo de la presión hidrostática, que disminuya o anule el esfuerzo de confinamiento efectivo; con estas condiciones un evento disparador hace que la ruptura se vuelva inevitable (Allen 1982). Una vez que se produjo la ruptura, la arena tendrá un comportamiento líquido y podrá fluir mientras su estructura siga en colapso. En el caso de generarse fisuras en la capa confinante sobreyacente, el sedimento podrá ascender intruándose en niveles superiores, redepositándose cuando el escape del fluido poral restablece un diseño sólido de partículas más denso y estable (Fig. 3 c) (Obermeier 1998). Para que un sedimento sea susceptible a la licuefacción debe poseer características particulares: una estructura abierta y no cementada, proclive al colapso, estar confinado por un estrato impermeable y no haber sufrido escape de fluidos porales, condición necesaria para que se produzca la presión anómala de fluidos. Para que el último requisito se cumpla, la secuencia sedimentaria no debe estar afectada por estructuras previas, generadoras de planos de escape de los fluidos (Schmitt 1991).

En la licuefacción, el volumen se mantiene constante y no hay un ingreso de fluidos externos al sistema. Por el contrario, en la fluidización es esencial el ingreso externo de fluidos porales que ascienden o se expanden a través del arreglo granulométrico (Allen 1982). La fluidización requiere el ingreso de fluido poral externo dentro del depósito, para expandir su volumen y causar la ruptura. Otras causas de dilatación son los procesos de descompresión, que provocan la expansión de gases entrampados en los poros. Los granos pierden contacto y resistencia a los esfuerzos de cizalla como consecuencia de la dilatación y en conjunto se comportan como líquido. Una secuencia sedimentaria puede sufrir fluidización a pesar de encontrarse cementada, con una estructura cerrada, incluso después de perder fluidos porales. Esto se debe a que la fuerza de expansión gaseosa, por sí sola, alcanza para provocar el colapso de la estructura y ascenso del material fluidizado (Schmitt 1991).

Con frecuencia la licuefacción es un proceso inducido por sismos, que actúa sobre sedimentos inconsolidados, recientemente depositados (Obermeier 1998; Li *et al.* 1996; Bezerra y Vita-Finzi 2000; Galli 2000). En esos casos se puede asumir que la edad de los depósitos afectados representa el momento en que ocurrió la deformación. El estudio de estos fenómenos brinda entonces una herramienta fundamental para analizar la evolución tectónica de cuencas sedimentarias.

Marco tectónico regional

La faja plegada y corrida Austral se desarrolla en el extremo sur de los Andes, entre los 51° y 54° S, con-

formando el margen activo de la cuenca de antepaís Austral o de Magallanes. La actividad tectónica de esta faja se concentró entre el Cretácico superior y el Paleógeno (Furque y Camacho 1949; Winslow 1982; Biddle *et al.* 1986; Cagnolatti *et al.* 1987; Álvarez-Marrón *et al.* 1993; Olivero y Malumián 1999; Ghiglione *et al.* 2000). El acortamiento se inició durante un cambio en el régimen tectónico, como consecuencia del cierre de la cuenca marginal Rocas Verdes durante el Cretácico medio (Dalziel *et al.* 1974). Durante el Cretácico tardío – Paleógeno comenzó la estructuración de los Andes Fueguinos, con una intensa deformación y corrimientos con vergencia al antepaís que provocaron la subsidencia mecánica por carga tectónica que dio lugar a las cuencas de antepaís Austral y de Malvinas (Biddle *et al.* 1986; Mpodozis y Ramos 1990; Cunningham 1993; Klepeis 1994; Galeazzi 1996; Olivero y Martinioni 1996). El avance de la deformación condicionó una migración sistemática de los depocentros hacia el norte durante el Paleógeno (Yrigoyen 1962; Galeazzi 1996; Ramos 1996; Olivero y Malumián 1999). Como resultado del desplazamiento relativo entre las placas Sudamericana y Antártica, y la consecuente apertura del pasaje de

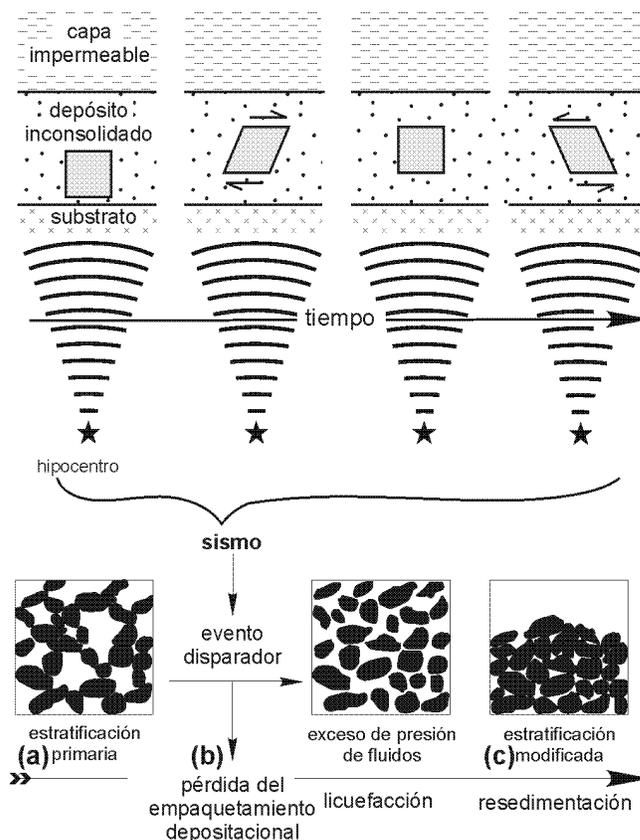


Figura 3: Inducción de intrusiones arenosas por licuefacción: **a**, situación original del depósito, con sus características sedimentarias; **b**, A partir de un evento disparador, se induce la licuefacción, y el consecuente aumento de la presión de fluidos; **c**, El sedimento licuefactado se redeposita, ocupando las fracturas extensivas generadas (modificado de Allen 1982 y Obermeier 1998).

Drake y generación de la placa de Scotia a partir de dos límites de placa transcurrentes, el régimen comenzó a presentar características transcurrentes (Ramos *et al.* 1986; Cunningham 1993; Cunningham *et al.* 1995). Durante el Eoceno medio superior se registra un evento de deformación y acortamiento, evidenciado por la presencia de estratos de crecimiento en la costa atlántica de Tierra del Fuego (Olivero y Malumián 1999; Ghiglione *et al.* 2000). Esta deformación se corresponde con la Orogenia Incaica, que tuvo un efecto importante en los Andes Fueguinos dado que se desarrollaban en un margen ortogonal al vector de convergencia de las placas oceánicas durante el Eoceno tardío – Oligoceno temprano (Ramos y Aleman 2000). En el sector chileno de Tierra del Fuego, el pasaje de una tectónica compresiva a un régimen transcurrente, ocurrió durante el Oligoceno (Klepeis y Austin 1997). En el presente estudio se registra un evento transpresivo en la costa atlántica de Tierra del Fuego durante el Mioceno temprano. Durante el Neógeno se desarrolló un rift perpendicular al orógeno, responsable de la apertura del estrecho de Magallanes (Diraison *et al.* 1997b 2000). 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).

Metodología

En la costa atlántica de Tierra del Fuego los mejores afloramientos se encuentran sobre la plataforma de abrasión marina y acantilados. El relevamiento geológico estructural en Cabo San Pablo, realizado entre el río San Pablo y la punta Gruesa (Fig. 4), consistió en detallados perfiles a través de la costa de orientación noroeste. Para transitar estos afloramientos es necesario tener en cuenta los regímenes de mareas, ya que durante las mareas altas son cubiertos por el mar. También se recorrieron los escasos afloramientos presentes en el bosque, reconocidos en las fotografías aéreas. Las observaciones fueron interpoladas tierra adentro a partir del estudio de imágenes satelitales y fotografías aéreas a escala 1: 20.000 y 1: 40.000.

Los enjambres de diques clásticos en Tierra del Fuego son comunes en rocas de edad miocena, pero también se reconocieron intrusiones clásticas aisladas en el Cretácico, Paleoceno y Eoceno. Para el estudio específico de diques clásticos en depósitos del Mioceno, se analizaron dos localidades: (1) Cabo San Pablo, entre el río San Pablo y la punta Gruesa y (2) Cabo Viamonte, entre punta Auricosta y Cabo Viamonte.

(1) El análisis de datos en Cabo San Pablo fue subdividido en dos sectores, correspondientes a dos ciclos sedimentarios distintos, separados por una discordancia angular (Figs. 4 y 5), a los que se denomina infor-

malmente: (a) miembro A del Mioceno inferior; y (b) miembro B del Mioceno inferior. Estas unidades se encuentran en estudio y todavía no fueron denominadas formalmente desde el punto de vista litoestratigráfico.

(a) Miembro A del Mioceno inferior: Se reconocieron en total 29 diques clásticos a lo largo de una transecta de dos kilómetros de extensión paralela al acantilado marino, desde la discordancia angular hasta el arroyo Castor (Fig. 4). Los diques fueron ubicados mediante GPS, y medidos su espesor y orientación.

(b) Miembro B del Mioceno inferior: Se realizó una transecta sobre la plataforma de abrasión marina, en la que fueron medidos 192 diques clásticos. La transecta, de 1.300 m de extensión y 50 m de ancho, se trazó paralela a la costa, transversal a la estructura, atravesando el sinclinal norte y el anticlinal (Fig. 4). Cada dique fue ubicado sobre esta recta, midiendo su espesor, orientación, morfología, y relación con otros diques. Otros 79 diques clásticos fueron medidos fuera de la transecta con el fin de complementar los datos de orientación y frecuencia.

(2) En Cabo Viamonte se midieron los espesores y características generales de 138 diques clásticos. Las mediciones fueron hechas sobre la plataforma de abrasión y acantilados marinos entre punta Auricosta y el extremo austral del cabo Viamonte (Fig. 2).

Entre ambas localidades se utilizaron las poblaciones de diques medidos por Schmitt (1991) en los Cabos Ladrillero y Ewans, y los diagramas de esfuerzos calculados a partir de la orientación de diques clásticos. Todos los elipsoides de deformación se ilustran en la figura 2 y sirven para observar su variación según aumenta la distancia a la zona de falla de Magallanes dentro del sector de antepaís.

Sedimentación sinorogénica durante el Paleógeno–Mioceno y neotectonismo

En la costa atlántica de Tierra del Fuego existen numerosas evidencias que permiten dilucidar los pulsos tectonosedimentarios asociados a diferentes unidades estratigráficas, involucradas en la génesis de la faja plegada y corrida Fueguina. Durante el Paleógeno hasta el Mioceno hubo sedimentación sinorogénica, ubicada por encima del tope de cuña activa. Los caracteres sinorogénicos presentes en los sedimentos son: discordancias angulares, estratos de crecimiento y diques clásticos. Con anterioridad al Eoceno temprano, existió un pulso de levantamiento tectónico y erosión, como lo indica la discordancia angular entre la Formación Río Bueno, de edad eocena temprana, y depósitos paleógenos y cretácicos (Furque y Camacho 1949; Malumián y Olivero 1998). Conglomerados del Cretácico superior registran

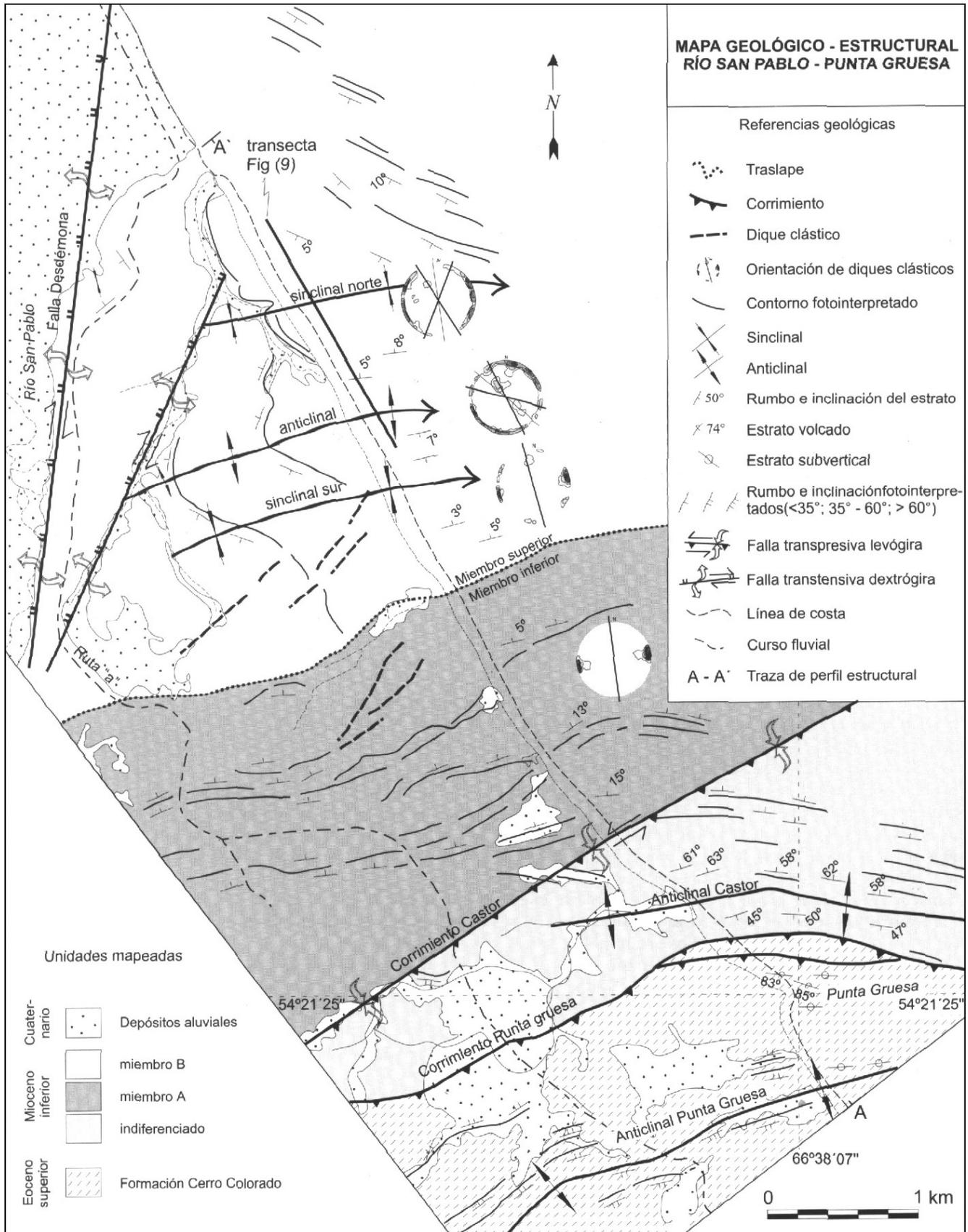


Figura 4: Mapa geológico – estructural entre el río San Pablo y punta Gruesa; nótese como varía la orientación preferencial de los diques clásticos en función de la estructura en la que se han emplazado.

el inicio de esta deformación, y el comienzo del estadio de antepaís para la cuenca Austral (Olivero 2000). La continua deformación durante gran parte del Eoceno, Oligoceno y Mioceno se evidencia en la presencia de estratos de crecimiento en la Formación Leticia del Eoceno medio alto (Olivero y Malumián 1999; Ghiglione *et al.* 2000); en la Formación Cerro Colorado del Eoceno superior – Oligoceno inferior (datos inéditos) y en depósitos del Mioceno inferior aún no denominados (este trabajo). El avance de la deformación condicionó una migración sistemática de los depocentros hacia el norte durante el Paleógeno (Yrigoyen 1962; Olivero y Malumián 1999) y siguió haciéndolo durante el Mioceno. Los diques clásticos son otro carácter frecuente en los sedimentos de la faja, se emplazan como intrusiones aisladas en el Cretácico, Paleoceno y Eoceno medio alto, mientras que durante el Neógeno, aflorante en el sector central de la isla, formaron extensos enjambres de decenas de kilómetros de superficie, constituidos por cientos de diques (Borrello 1962; Schmitt 1991; Diraison *et al.* 1997a). Aquí se presentan evidencias de un pulso transpresivo desarrollado durante el Mioceno temprano, reconocido por la existencia de una suave discordancia angular intramiocena inferior y la generación sintectónica y sinsedimentaria de diques clásticos.

Las principales estructuras que caracterizan a la faja plegada y corrida Fueguina, presentan evidencias claras de estar afectadas por transcurrencia. Se encuentran dislocadas por fallas que las cortan transversalmente con desplazamientos de rumbo con componentes compresivos y extensivos, que muchas veces interrumpen lateralmente las estructuras. En el sector central de la Isla Grande de Tierra del Fuego, desde el extremo oriental del lago Fagnano hasta la costa atlántica, existe toda una serie de bloques deprimidos y estructuras anticlinales desarrollados al sesgo de la falla transcurrente Magallanes-Fagnano, que es el límite actual entre las placas de Scotia y Sudamericana (Cunningham *et al.* 1995). Posee una traza que contornea el trayecto de los ríos Turbio e Irigoyen (Figs. 1 y 2). Los bloques limitados por fallas normales evidencian una actividad moderna, marcada por el control estructural que ejercen sobre el desarrollo de las planicies aluviales de los principales ríos, como las de los ríos San Pablo, Irigoyen, Malengueña, Láinez y Turbio. En el sector central de la isla (Figs. 1 y 2) hay una serie de lineamientos que cortan el bosque y los turbales. En particular es notoria una fuerte escarpa en la desembocadura del río Turbio, observable en imagen satelitaria a escala 1:250.000, que marca la posición de la falla Fagnano. Las principales direcciones de estos lineamientos coinciden con la configuración de una zona de cizalla de Riedel con sus dos elementos integrantes, las cizallas sintéticas (R) y antitéticas

(R') (Fig. 2) (véase Davis *et al.* 2000). En la costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego la actividad tectónica produjo un ascenso continental neto desde hace al menos ~ 600.000 años, evidenciado por la presencia de secuencias costeras regresivas (Bujalesky *et al.* 2001). El levantamiento tectónico durante los últimos 5000 años fue máximo en el extremo occidental del canal del Beagle (~ 1,2 ± 0,2 mm/año) y disminuye hacia el norte y este (Bujalesky 1998). Relevamientos sísmicos inéditos de 3,5 Mhz muestran la existencia de cuencas transtensivas activas desde el Holoceno frente a la ciudad de Ushuaia, controladas por fallas transcurrentes de rumbo aproximadamente meridiano (Bujalesky, com. pers. 2000), con actividad registrada por la Estación Sismológica Ushuaia (Olivero, com. pers. 2000).

Estructura y sedimentos

La secuencia marina del Mioceno es continua sobre la costa atlántica de Tierra del Fuego al menos desde punta Gruesa hasta el Cabo Santa Inés (Malumián, com. pers. 2000). Entre el río San Pablo y la punta Gruesa se reconocen tres miembros informales, compuestos en su mayor parte por fangolitas y bancos arenosos intercalados: miembro indiferenciado, miembro A y miembro B. El primer miembro es el más antiguo (Olivero, com. pers. 2001) y se apoya tectónicamente sobre el miembro A. Los miembros A y B tienen una fuerte continuidad estratigráfica y se encuentran separados por una suave discordancia angular, sobre la cual el miembro superior (miembro B) traslapa al miembro inferior (miembro A). La presencia de discordancias angulares dentro de paquetes con marcada continuidad estratigráfica expone la existencia de estratos de crecimiento, depositados sintectónicamente.

En Cabo Viamonte la secuencia parece no estar estructurada, pero es notoria la existencia de fallas, observables en imagen satelital (Fig. 2), que se asocian al movimiento del límite de placas de la falla Fagnano.

En la punta Gruesa se desarrolla el frente orogénico emergente de la faja plegada y corrida Fueguina, con características transcurrentes. La faja deformada involucra, en este sector, a rocas del Eoceno superior y del Mioceno inferior. La estructura entre la punta Gruesa y el río San Pablo fue descrita por Schmitt (1991) como una faja plegada y corrida epidérmica (*thinskin fold and thrust belt*), sin embargo, aquí se propone una interpretación distinta.

Sobre la costa, en sentido noroeste, se reconocen las siguientes estructuras geológicas (Figs. 4 y 5): (1) anticlinal Punta Gruesa formado por depósitos del Eoceno superior; (2) corrimiento Punta Gruesa; (3) anticlinal Castor compuesto por el miembro indiferenciado del Mioceno inferior; (4) corrimiento Castor; (5) homoclinal del miembro A del Mioceno inferior; (6)

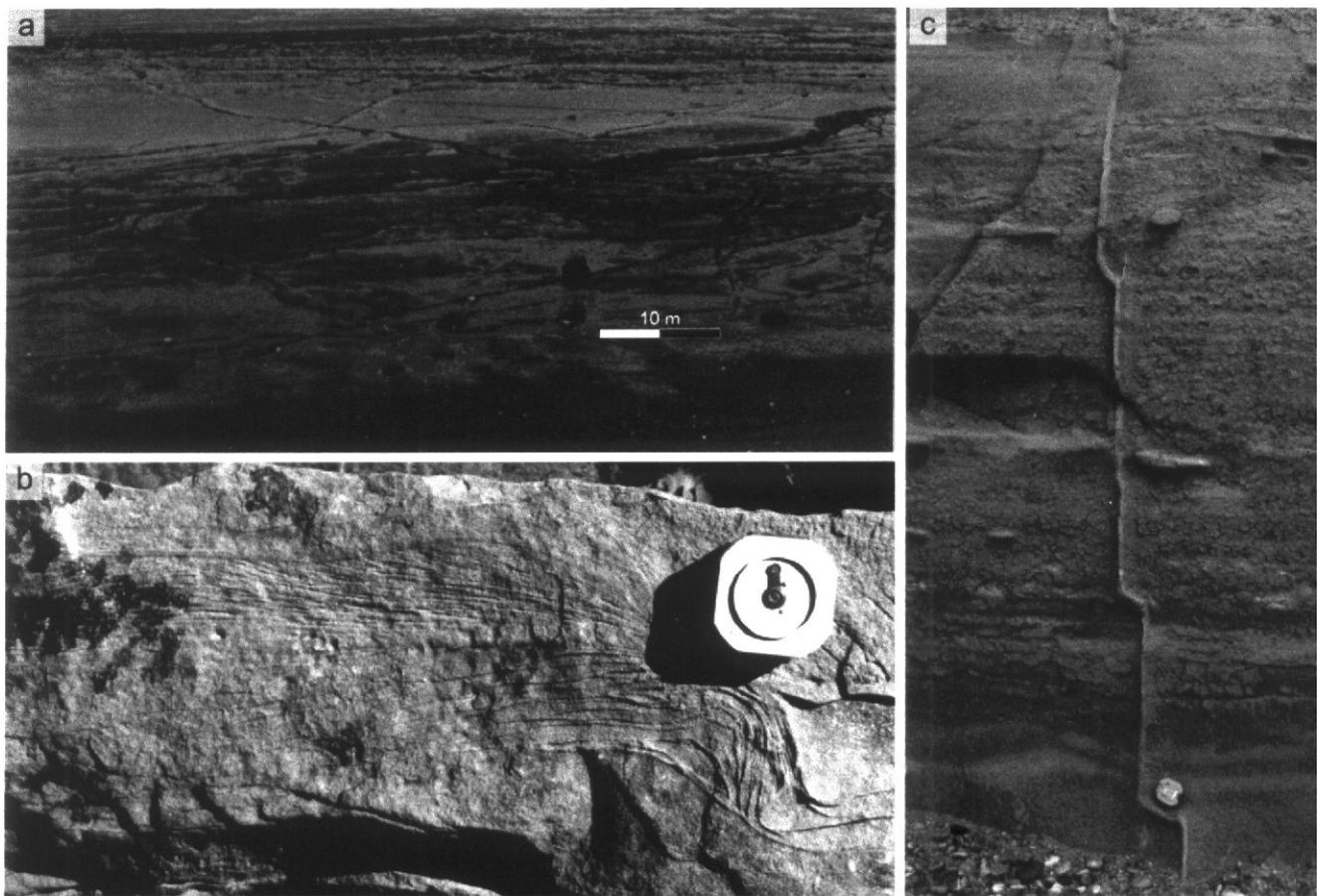


Figura 6: **a**, vista al noreste de la plataforma de abrasión marina sobre el anticlinal del miembro inferior; esta superficie, que supera en sectores los 2 km de ancho, es cubierta por el mar durante la marea alta. **b**, detalle de estructuras de corriente en el cabo Viamonte. **c**, intrusión vertical sobre el acantilado del cabo Viamonte; en algunas capas el dique se difracta y luego continúa ascendiendo.

Orientación, frecuencia y espesor

(1) *Cabo San Pablo*: Si se considera la orientación de todo el conjunto de los diques clásticos medidos ($n=299$), hay una preferencia por el intervalo entre 150° y 180° , donde se agrupa el 32 % de los diques, con moda en $\sim 165^\circ$ de azimut. El resto de los intervalos, medidos cada 30° , posee una frecuencia de entre el 12% y 15%. Para el análisis detallado fueron considerados por separado los diques clásticos intruidos en los miembros A y B del Mioceno inferior. La suave discordancia angular que limita ambos miembros marca un evento de deformación previo a la deposición del miembro superior. Bajo estas condiciones, existieron dos generaciones de diques clásticos, separados por la discordancia angular, que responden a dos eventos de deformación diacrónicos:

(a) miembro A del Mioceno inferior (Fig. 7a): De los 29 diques clásticos medidos, el 90% se orienta con un azimut de entre 150° y 180° , perpendicular al rumbo de la estructura homoclinal, la moda se ubica en $\sim 175^\circ$. Son subverticales, el 70% posee una inclinación mayor a 80° y no se observaron filones capa. El espe-

sor varía entre 2 y 200 centímetros. En la figura 7a se ha graficado el intervalo de espesores entre 2 y 70 cm para resaltar las frecuencias más significativas; la suma de los espesores es 427 centímetros.

(b) miembro B del Mioceno inferior (Fig. 7b): Se midieron 270 diques clásticos por encima de la discordancia angular; el diagrama de isodensidades presenta una alta dispersión de puntos, con una moda principal y tres modas secundarias. El 26% de los diques se intruyen con una orientación de entre 150° y 180° , con moda en el azimut de 165° ; el resto de los intervalos agrupan cada uno entre el 13 y 17% de los diques. Para el análisis de las inclinaciones fueron utilizados parte de los diques medidos, ya que en varias oportunidades se encontraban al ras de la plataforma de abrasión, lo que impedía medir su inclinación. Los diques clásticos son subverticales; de las 210 inclinaciones medidas el 69% supera los 70° , también debe considerarse la presencia de escasas intrusiones paralelas a la estratificación ($n \sim 10$), no representadas en este muestreo. Los espesores varían entre 0,5 y 120 cm, la moda se encuentra en el intervalo entre 0,5 y 10 cm con el 63% de los diques; en la figura 6b se represen-

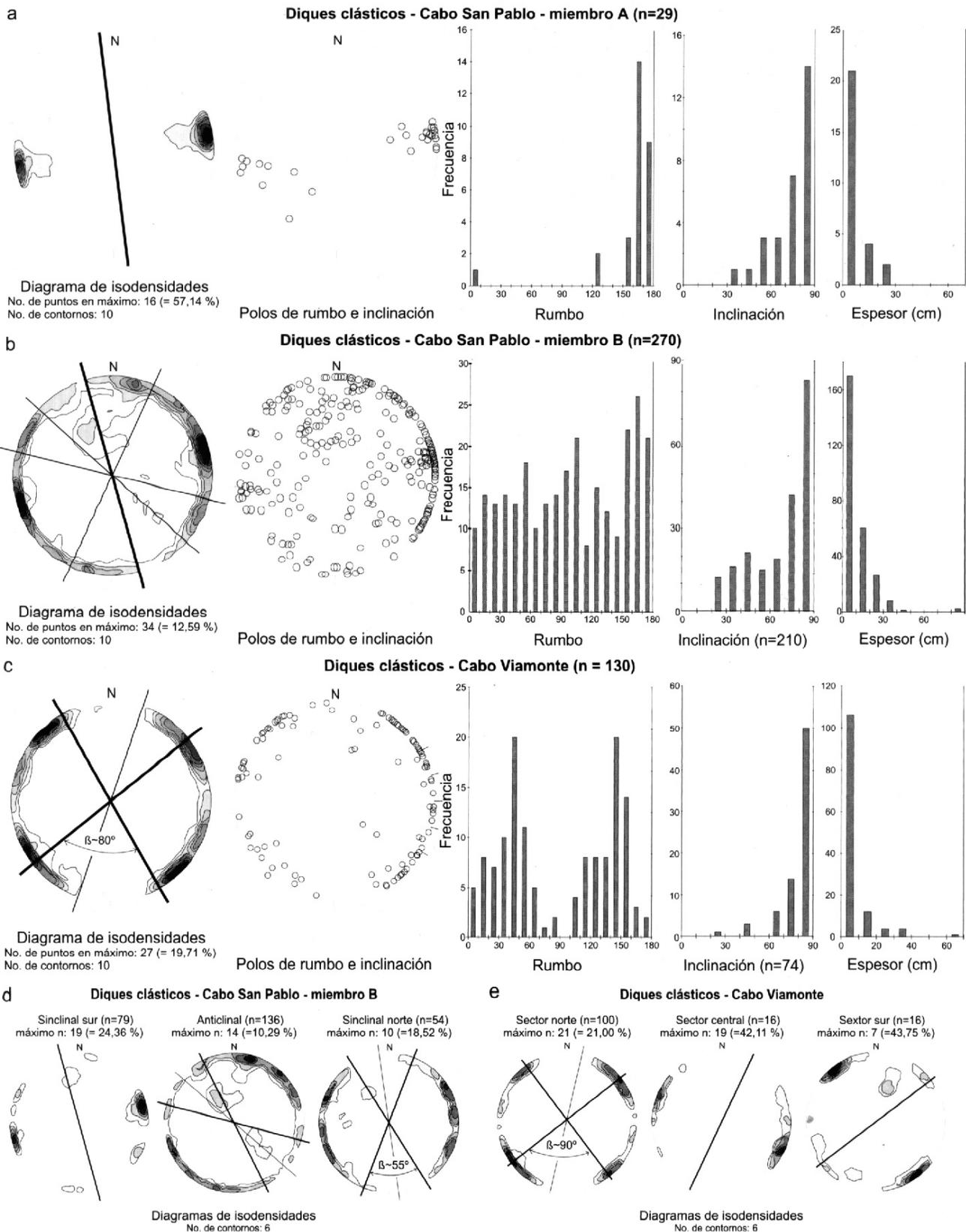


Figura 7: a, b y c, Orientación y espesor de los diques estudiados, las líneas gruesas y finas dentro de los diagramas corresponden a máximos principales y secundarios respectivamente. **d y e,** Diagramas de isodensidades donde se expresa con mayor detalle la orientación preferencial elegida por los diques.

tan los espesores entre 0,5 y 90 cm por ser los más numerosos; los espesores suman 2.919 centímetros.

Si representamos la orientación preferencial según su posición respecto a la estructura, las modas se desglosan y los diagramas de isodensidades muestran menor dispersión. En la figura 7 se ilustran los diagramas de isodensidades para las tres estructuras que afectan al miembro superior: sinclinal sur, anticlinal y sinclinal norte (véase también la Fig. 3). Los 79 diques emplazados dentro del sinclinal sur adyacente a la superficie de traslape, poseen dos modas, un 45 % se intruye con una orientación entre 150° y 180° , con moda en el azimut $\sim 165^\circ$ (Fig. 7d), mientras que el intervalo entre 60° y 90° agrupa un 20% de las intrusiones con moda en el azimut $\sim 75^\circ$; el resto de los intervalos representa entre el 1 y 14% de los diques. Dentro de la estructura anticlinal se contabilizaron 136 diques, agrupados en dos modas principales a $\sim 105^\circ$ y $\sim 155^\circ$, y una secundaria a $\sim 130^\circ$, que bisecta las dos anteriores. En el sinclinal norte, donde se concentran 54 diques, las orientaciones preferenciales principales tienen azimut de $\sim 20^\circ$ y $\sim 150^\circ$, con una dirección secundaria que los bisecta en $\sim 160^\circ$.

(2) *Cabo Viamonte*: Se estudiaron 136 diques clásticos que presentan en su orientación un diseño bimodal (Fig. 7c). Los rumbos preferenciales y porcentaje de diques que se orientan a $\pm 15^\circ$ del mismo son: $45^\circ - 30\%$, $145^\circ - 31\%$. Los diques suelen tener una fuerte inclinación, cercana a la vertical, un 86% inclina más de 70° y no se registraron filones capa. Los espesores varían entre 0,2 y 120 cm, mientras que el 82% de los diques tiene un espesor menor a 10 centímetros.

En esta localidad la orientación preferencial muestra fuertes variaciones en la dirección norte-sur. Se eligió dividir las muestras en tres sectores (Fig. 7e), separados por planicies aluviales, zonas que constituyeron un blanco en el muestreo. Las planicies pueden marcar la existencia de fallas, ya que están controladas estructuralmente como se evidencia en lineamientos rectos que las limitan (Fig. 2). En el sector norte hay dos modas casi ortogonales, a los $\sim 50^\circ$ y 140° de azimut, y una moda menor a los $\sim 15^\circ$. En el sector central existe una moda principal a los $\sim 25^\circ$, y una moda secundaria a los $\sim 180^\circ$. El sector sur presenta una moda principal en 50° , casi ortogonal a la moda secundaria de $\sim 135^\circ$ de azimut.

Discusión

Distribución espacial de los diques clásticos y su relación con la estructura

Diques intruidos en un sistema con esfuerzos compresivos principales mínimo (sigma 3) e intermedio (sigma 2) similares tendrán un amplio rango de orientaciones, las que serán transicionales entre si

(Renshaw y Pollard 1994). El alto grado de alineamiento presentado por diques clásticos, sugiere que se intruyeron bajo un sistema de esfuerzos donde sigma 2 era mucho mayor que sigma 3 (Jolly *et al.* 1998). Esto implica que existió una influencia tectónica al momento de intrusión de los diques. Las intrusiones laminares, en especial los diques no afectados por estructuras previas, deben poseer superficies perpendiculares a sigma 3 (Fig. 8a), es decir estar contenidos en el plano formado por sigma 1 y 2 (Suppe 1985). En las rocas homogéneas los diques verticales son factibles si sigma 1 y 2 son verticales; los filones capa indican que sigma 3 es vertical (Suppe 1985). Los diques clásticos asociados a fracturamiento hidráulico con frecuencia se emplazan como filones capa, con un espesor de pocos centímetros hasta más de medio metro, muy angostos en relación con su largo (Obermeier 1998). Durante la estructuración se pueden generar juegos de fracturas conjugadas de cizalla, que forman un ángulo agudo (β), con frecuencia mayor a 60° , bisectado por sigma 1 (Fig. 8b); cuando estas fracturas involucran además una componente extensiva, se las denomina híbridas y en general forman un ángulo menor a 60° (McClay 1987). La orientación de los principales ejes de deformación puede ser calculada a partir de fracturas conjugadas, ya que sigma 1 bisecta el ángulo β entre ambos juegos de fracturas, la bisectriz obtusa es sigma 3, y la dirección de intersección de ambos juegos coincide con sigma 2 (Dunne y Hancock 1994). Si se considera la magnitud de la cizalla conjugada o ángulo dihedral (β), se puede estimar el valor del esfuerzo diferencial (sigma 1 - sigma 3) en término de múltiplos de resistencia a la tensión de la roca; las fracturas híbridas conjugadas se forman bajo un esfuerzo diferencial mayor al que induce a las fracturas extensivas (Dunne y Hancock 1994). Las fracturas extensionales desarrolladas en sistemas de cizalla se propagan en forma vertical, conforman un ángulo inicial de $\sim 45^\circ$ con la falla y son favorecidas en particular por bajos esfuerzos diferenciales y alta presión de fluidos (Woodcock y Schubert 1994).

Al analizar el diagrama de isodensidades de polos de diques clásticos en el homoclinal del miembro A del Mioceno inferior (Fig. 7a), se ve un marcado control estructural en la orientación preferencial. La moda posee un azimut de $\sim 175^\circ$, paralela a la dirección de inclinación de la estructura. Esto implica el accionar de un esfuerzo principal compresivo mínimo, definido por los polos de los diques, horizontal y alineado $\sim E-O$. Bajo estas condiciones, los esfuerzos compresivos principal e intermedio, deberían ubicarse uno horizontal con dirección $\sim S-N$, y el otro vertical. Si sigma 2 se encontraba horizontal el homoclinal sería extensivo y sigma 3 debería ser paralelo a su dirección de inclinación, es decir $S-N$. El elipsoide de deformación equivalente a este campo de esfuerzos se ilustra en la figura 8c.

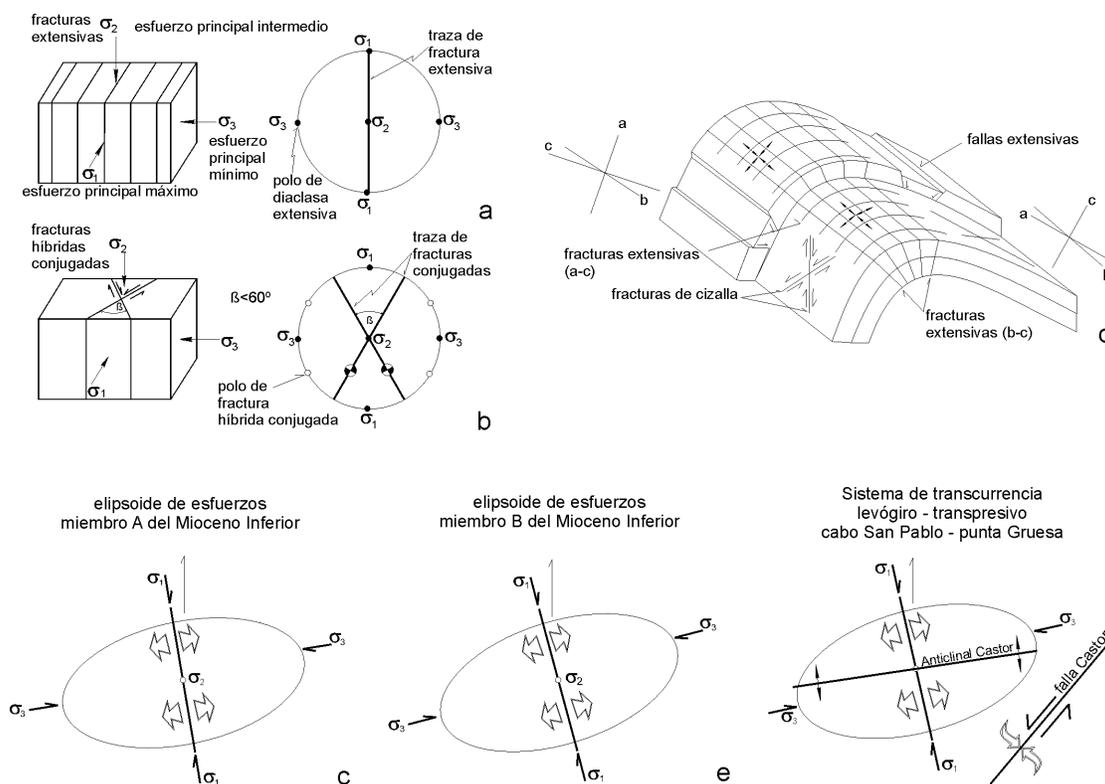


Figura 8: Análisis dinámico (esfuerzos) de la generación de fracturas **a**, extensivas y **b**, híbridas (modificado de McClay, 1987); **c**, elipsoide de esfuerzo calculado a partir de la dirección preferencial de diques clásticos para el miembro A del Mioceno inferior; **d**, fracturas desarrolladas en sistemas de pliegues cilíndricos (modificado de McClay, 1987); **e**, elipsoide de esfuerzo calculado a partir de la dirección preferencial de diques clásticos para el miembro B del Mioceno inferior; **f**, elipsoide de deformación y orientación de las principales estructuras estudiadas en Cabo San Pablo, coincidente con un sistema transcurrente – transpresivo.

Dentro del miembro superior, la relación entre la orientación y frecuencia de diques con la estructura es más compleja. Al analizar las direcciones preferenciales de intrusión de diques, existe una moda principal ($\sim 165^\circ$), y tres máximos secundarios, con una distribución radial y dispersa. Esto llevaría a pensar que los diques se han intruido al azar, sin estar bajo un campo de esfuerzos definido, como postula Schmitt (1991) para esta misma secuencia. Sin embargo, al analizar por separado la orientación presentada por los diques dentro de cada estructura es evidente el control que ejercen sobre el emplazamiento de las intrusiones clásticas. En el sinclinal sur, los diques se intruyen en una dirección similar a la del miembro inferior, con un azimut de $\sim 65^\circ$, perpendicular a la estructura (Fig. 7d). Esto prueba que se emplazaron bajo la presencia de un campo de esfuerzos, que condicionó su orientación al momento del emplazamiento. La interpretación de la orientación de esfuerzos y el elipsoide de deformación resultante, es similar al caso anterior. En el anticlinal surge una moda en el azimut $\sim 105^\circ$, que forma un ángulo de $\sim 60^\circ$ con la dirección preferencial del sinclinal sur. Esta moda se interpreta como resultado de la formación de diaclasas extensivas, paralelas al rumbo de la estructura, durante la generación de la charnela (Fig. 8d). El otro máximo principal ($\sim 155^\circ$) se aproxima

ma a los obtenidos para el homoclinal y sinclinal sur, marcando una tendencia local, independiente de la estructura específica en la que se desarrollan los diques. Dentro del sinclinal norte las dos modas principales conforman un ángulo de $\sim 55^\circ$, y son bisectadas por una moda secundaria, orientada en $\sim 160^\circ$. Esta situación se interpreta como resultado de un aumento en el esfuerzo diferencial (σ_1 / σ_3), que indujo la formación de fracturas híbridas conjugadas, donde el esfuerzo compresivo mínimo bisecta el ángulo obtuso y la bisectriz aguda es el esfuerzo compresivo principal (Fig. 8b).

Las intrusiones clásticas en el miembro B del Mioceno inferior tuvieron un fuerte control por parte de las estructuras en donde se emplazan, tal como se refleja en variaciones de frecuencia y espesor, además de cambios en la orientación. En la figura 9 se expresan gráfica y cuantitativamente estas variaciones, obtenidas a partir de la transecta efectuada sobre el anticlinal y el sinclinal norte. El núcleo del anticlinal, ubicado en el intervalo de 200 a 400 m, concentra la mayor cantidad de diques clásticos ($n = 27$), con un espesor total de 420 cm; en relación con el núcleo sinclinal, entre los 700 y 900 m, donde se midieron 10 diques, que suman 150 cm de espesor total. La mayor frecuencia en la cresta del anticlinal estaría asociada a

fenómenos extensivos, concentrados en la zona de menor presión litostática durante la formación de la charnela, que como se ha explicado influyen también en la orientación que presentan los diques.

El elipsoide de deformación correspondiente al miembro B, considerando el promedio de los sigma obtenidos sobre cada estructura particular se muestra en la figura 8e. En la figura 8f se volcaron los esfuerzos compresivos principales calculados a partir de la orientación de diques clásticos, y el rumbo de las principales estructuras descriptas. La distribución de esfuerzos obtenida, donde los esfuerzos compresivos máximo y mínimo se encuentran horizontales, y el esfuerzo compresivo intermedio es vertical, corresponde a un sistema de falla de tipo transcurrente. En un modelo de cizalla simple, con movimiento de rumbo paralelo a la falla, las fracturas extensivas se propagan a 45° de la falla; en sistemas transpresivos, con una componente convergente, ese ángulo es menor a 45° (Wood-cock y Schubert 1994). Del mismo modo el anticlinal Castor se forma al sesgo de la falla transpresiva y forma un ángulo de ~50°. Al considerar todos los elementos estructurales y representarlos juntos (Fig. 8f), se manifiesta su correlación con un sistema de tipo transcurrente – transpresivo levógiro.

En diversos trabajos se menciona la presencia de diques clásticos asociada a mecanismos transcurrentes (p.ej. Peterson 1966; Bluck 1980; Schmitt 1991; Bezerra y Vita-Finzi 2000); es muy probable que la

generación de planos de debilidad verticales promueva el ascenso e intrusión de material que sufrió licuefacción.

En Cabo Viamonte existe una importante variación en la disposición preferencial de los diques, en especial entre los sectores norte y central con el sector sur (Fig. 7e). En el sector norte, la disposición ortogonal de los dos juegos principales de diques, se podría deber a permutaciones abruptas en la disposición de sigma 3, que se encontraba horizontal. Los sectores central y sur, poseen un sólo máximo definido, cuyos polos determinan sigma 3 (Fig. 8h); la disposición de sigma 1 y 2 escapan de nuestro análisis.

Si bien Diraison *et al.* (1997a; 2000) asocian la generación de diques clásticos en Tierra del Fuego con el desarrollo de un rift Neógeno, responsable de la apertura del estrecho de Magallanes. Los nuevos datos aportados en el presente trabajo permiten afirmar que su origen se debió al accionar de una mecánica transcurrente, tal como lo propuso originalmente Schmith (1991) para las localidades de Río Ewans y Cabo Ladrillero.

Carácter sintectónico y sinsedimentario de los diques clásticos

En el presente estudio se llegó a una distinta interpretación de la estructura tectónica, y un diferente análisis de la orientación preferencial y distribución de frecuencias de diques clásticos que la propuesta por Schmitt (1991). La adquisición de nuevas dataciones consistentes, realizadas entre la punta Gruesa y el río San Pablo, sobre la base de microfósiles, permite establecer que se trata de un paquete de capas sedimentarias con marcada continuidad estratigráfica (Malumián, com. pers. 2000). Esto fortalece la nueva interpretación estructural que conlleva a otra explicación de los mecanismos de formación de diques clásticos y una diferente historia tectónica a la establecida por el autor citado más arriba. Según Schmitt (1991) los diques clásticos de Cabo San Pablo se intruyeron por fracturamiento hidráulico, con posterioridad a la estructuración y fosilización del frente orogénico emergente, sin encontrarse bajo un campo de esfuerzos tectónicos ya que no encuentra una orientación preferencial definida. Esta autora deduce para su génesis un mecanismo de fluidización, ya que la deformación previa eliminó la susceptibilidad del sedimento a la licuefacción. En el presente trabajo se determinó la existencia de dos eventos de deformación distintos, evidenciados por la discordancia angular intramiocena inferior, que pone en evidencia la característica sinorogénica de la secuencia (Fig. 10). A cada evento de deformación le correspondió una generación de diques clásticos distinta, como se infiere del hecho de que los diques a ambos lados de la discordancia poseen cualitativamente distintos factores de ex-

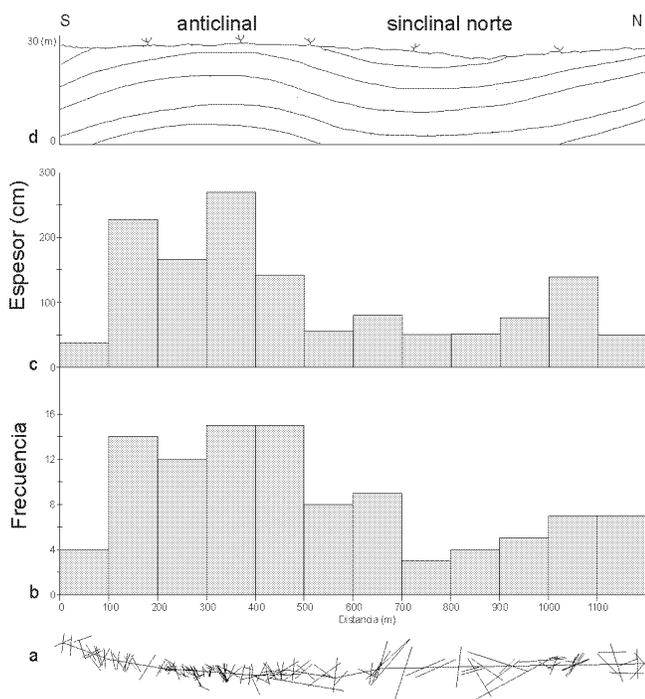


Figura 9: Variación en la frecuencia y espesor de los diques clásticos en función de su lugar en la estructura; **a**, transecta estudiada; **b**, frecuencia de los diques clásticos, **c**, espesor sumado de los diques clásticos para cada intervalo; **d**, perfil esquemático de las estructuras involucradas. Ubicación de la transecta en figura 4.

tensión y patrones de orientación. Por otro lado, quedó demostrado el fuerte control que ejercieron los sistemas de esfuerzos responsables de esas estructuras sobre los diques clásticos. Es frecuente la presencia de laminaciones convolutas, deslizamientos submarinos, y depósitos con pérdida de la fábrica original, en especial dentro del miembro A, que pueden interpretarse como estructuras sedimentarias sintectónicas, inducidas por eventos sísmicos. En este contexto, es otra evidencia de que la deformación transcurrente era activa al momento de la depositación de la secuencia. El principal elemento diagnóstico que prueba el carácter sinsedimentario de los diques clásticos es la existencia de dos eventos de generación, limitados por una superficie de traslape de edad miocena inferior. Otro factor a tener en cuenta es la alternancia de bancos are-

nosos y pelíticos, condición indispensable para que una secuencia sea proclive a sufrir la generación de diques clásticos. Según Shaw *et al.* (1999) este rasgo podría ser consecuencia directa de la actividad tectónica sinsedimentaria, en sistemas marinos donde el fallamiento y plegamiento producen superficies escarpadas, éstas controlan variaciones locales en el espacio de acomodación sedimentaria y provocan la alternancia de bancos pelíticos y arenosos.

Conclusiones

La intrusión de diques clásticos entre el río San Pablo y la punta Gruesa se produjo poco después de la sedimentación, de manera sinorogénica. Los di-

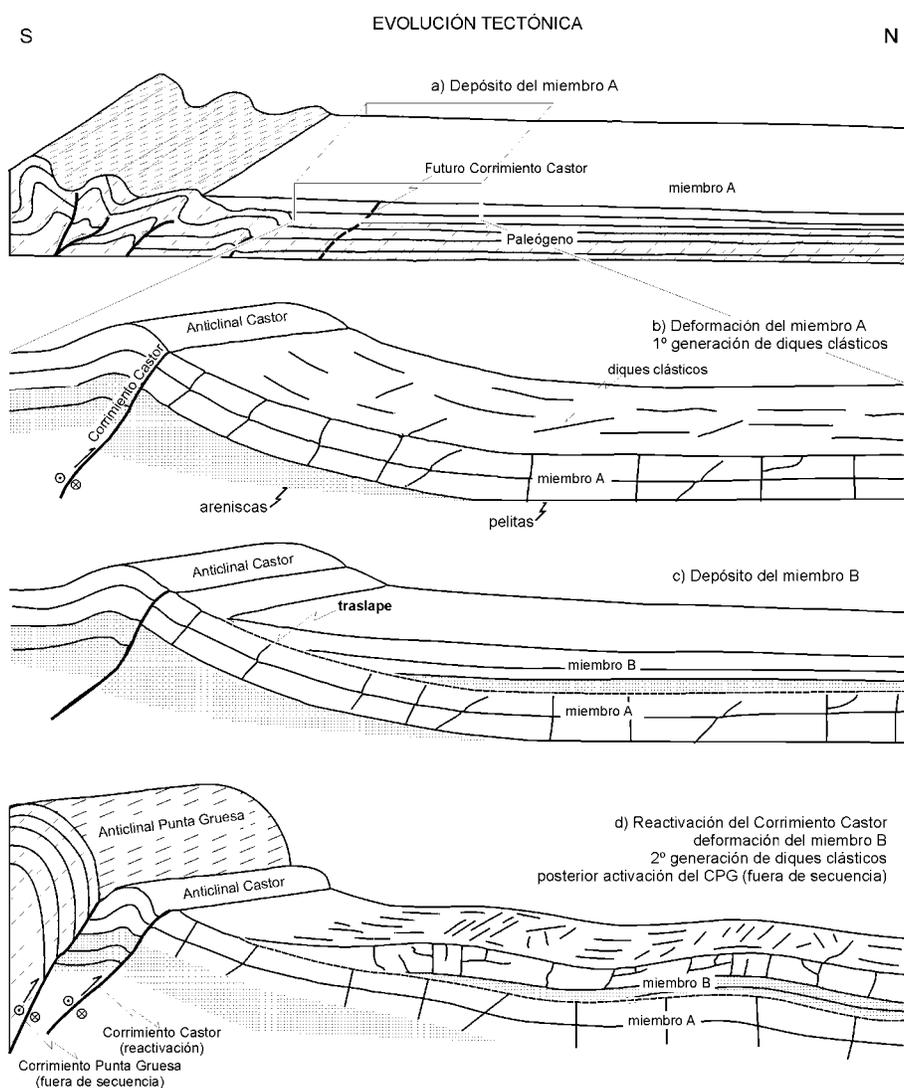


Figura 10: Evolución tectónica de la región estudiada durante el Mioceno inferior: **a**, Depositación del miembro inferior del Mioceno inferior; **b**, desarrollo del corrimiento y anticlinal Castor, basculamiento homoclinal, primer generación de diques clásticos, y erosión; **c**, depositación del miembro superior que traslapa la secuencia deformada; **d**, reactivación del Corrimiento Castor, con la consecuente deformación del miembro superior, y segunda generación de diques clásticos; posteriormente se desarrolla el Corrimiento punta Gruesa, fuera de secuencia.

ques clásticos se emplazaron en dos eventos de deformación diacrónicos, que indujeron su formación y condicionaron la disposición y frecuencia de su emplazamiento. Existió una deformación sinsedimentaria de la secuencia tal como lo evidencia la presencia de estratos de crecimiento. La orientación de sigma 3, definida por la disposición preferencial de los diques clásticos era aproximadamente E-O. Se deduce además la orientación de sigma 1 y 2, dispuestos con rumbo N-S y actitud vertical respectivamente. El elipsoide de esfuerzos sobrepuesto a las estructuras estudiadas define un sistema de deformación del tipo transcurrente – transpresivo que indujo la intrusión de diques clásticos. Por lo tanto, se definen dos eventos de deformación acaecidos durante el Mioceno inferior. En forma contemporánea, se depositó la secuencia marina aflorante en el río San Pablo – punta Gruesa, en una cuenca de tope de corrimiento (*thrust top*) sobre el techo de cuña tectónicamente activo, con características transpresivas.

El desarrollo de intrusiones clásticas en el Neógeno de Tierra del Fuego se vio favorecido por la mecánica de deformación transcurrente, que generó planos de debilidad verticales y afectó a las secuencias, las que por sus características sedimentológicas eran susceptibles de ser sufrir licuefacción. Se determinó la siguiente secuencia evolutiva, acaecida durante el Mioceno temprano entre el río San Pablo y la punta Gruesa (Fig. 10): (a) depositación del miembro A del Mioceno inferior; (b) desarrollo del corrimiento y anticlinal Castor, basculamiento homoclinal, primer generación de diques clásticos, levantamiento y erosión; (c) depositación del miembro B, con traslape sobre la secuencia deformada; (d) reactivación del corrimiento Castor, deformación del miembro B, segunda generación de diques clásticos; por último se desarrolla el corrimiento Punta Gruesa, fuera de secuencia.

Agradecimientos

El estudio es parte de la Tesis Doctoral del autor en la Universidad de Buenos Aires y fue financiado por el proyecto PIP-4304, a cargo del Dr. E.B. Olivero. Quisiera expresar mi agradecimiento a V.A. Ramos por motivarme a escribir el presente trabajo, su atento seguimiento enriqueció notablemente los resultados publicados. A E.B. Olivero la cuidadosa revisión del trabajo y las numerosas sugerencias para mejorarlo. Quisiera reconocer y dejar constancia de la imprescindible ayuda brindada por N. Malumán para entender la estratigrafía de la zona. A J.A. Strelin los debates constructivos, su ayuda y entusiasmo contagioso. Las correcciones efectuadas por los árbitros que mejoraron la versión final. Se agradece especialmente a G.G. Bujalesky, F.I. Isla, R.D. Bassotti, G. Connon e I. Moner la muy apreciada compañía y ayuda prestada

en las tareas de campo. La amabilidad y cortesía brindados por L. Glubich permitió el rápido acceso a la zona de estudio y la estadía en el lugar.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, S. M., 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis, Vol. 2, Developments in Sedimentology 30, Elsevier.
- Álvarez-Marrón, J., McClay, K. R., Harambour, S., Rojas, L. and Skarmeta, J. 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña area) Tierra del Fuego, Southern Chile. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 77(11): 1904–1921.
- Bezerra, F. H. R. and Vita-Finzi, C., 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, 28(7): 591–594.
- Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum Jr., R. M., Fitzgerald, M. G. and Wright, R.C., 1986. The stratigraphy and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8: 41–61.
- Bluck, B. J., 1980. Evolution of a strike-slip fault-controlled basin, Upper Old Red Sandstone, Scotland. In: Balance, P. F. and Reading, H. G. (Eds.). Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones. Special Publication of The International Association of Sedimentologist 4: 63–78.
- Borrello, A.V., 1962. Sobre los diques clásticos de Tierra del Fuego. *Revista del Museo de la Plata, S, Geología* N° 32: 155-191.
- Bujalesky, G. G., 1998. Holocene coastal evolution of Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 11: 247–282.
- Bujalesky, G. G., Coronato, A. M. e Isla, F. I., 2001. Ambientes glaciales y litorales cuaternarios de la región del río Chico, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(1) 73-90 2001
- Cagnolatti, M., Covellone, G., Erlicher, J. y Fantín, F., 1987. Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del Río Grande, Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. 10 Congreso Geológico Argentino, 1: 149–152, San Miguel de Tucumán.
- Cunningham, W. D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian orocline. *Tectonics*, 12(1): 169-186.
- Cunningham, D. W., Dalziel, I. A. W., Tung-Yi, L. and 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* 100 (B5): 8257-8266.
- Dalziel, I. W. D, de Wit, M. F. and Palmer, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250(5464): 291-294.
- Davis, G. H., Bump, A. P., García, P. E. and Ahlgren, S. G., 2000. Conjugate Riedel deformation band shear zone. *Journal of Structural Geology* 22(2): 169–190.
- Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A. and Gutiérrez Pleimling, A., 1997a. Neogene tectonics within the Magellan basin (Patagonia). 6 Simposio Bolivariano (Petroleum exploration in the Subandean basins). Cartagena de Indias, Colombia Memorias, 1: 1-14.
- Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A., 1997b. Magellan Strait: part of a Neogene rift system. *Geology* 25:703-706.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. and Le Corre, C., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and

- ripping in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316: 91-119.
- Dunne, W. M. and Hancock, P. L., 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P. (Ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press, pp. 101-120, New York.
- Furque, G. y Camacho, H. H., 1949. El Cretácico superior de la costa atlántica de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21: 263-297. Buenos Aires.
- Galeazzi, J. S., 1996. Cuenca de Malvinas. En: Ramos V. A. y Turic M. A. (Eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Relatorio 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 15: 273-309, Buenos Aires.
- Galli, P., 2000. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics*, 324: 169-187.
- Ghiglione, M. C., Olivero, E. B. y Ramos, V. A., 2000. Estratos de crecimiento en el frente orogénico paleógeno de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Resúmenes 2 Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8 Reunión Argentina de Sedimentología: 81 Mar del Plata.
- Jolly, R. J. H., Cosgrove, J. W. and Dewhurst, D. N., 1998. Thickness and spatial distributions of clastic dykes, northwest Sacramento Valley, California. *Journal of Structural Geology*, 20(12): 1633-1672.
- Klepeis, 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* 13(4): 882-904.
- Klepeis K.A. and Austin, J.A. 1997. Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes. *Tectonics*, 16(5): 755-776.
- Li, Y., Craven, J., Schweig, E. S., and Obermeier, S. F., 1996. Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood - Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction? *Geology*, 24(2): 171-174.
- Malumián, N. y Olivero, E., 1998. La Formación Río Bueno, relaciones estratigráficas y edad, Eoceno inferior, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Actas 10 Congreso Latinoamericano de Geología y 6 Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 120-124, Buenos Aires.
- Mpodozis, C. and Ramos, V. A., 1990. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G. E., Cañas Inochet, M. T. and Reinemud, J. A. (Eds.). *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, 2: 59-90.
- McClay, K. R., 1987. *The mapping of geological structures*. John Wiley & Sons, 162 p., Chichester.
- Obermeier, S. F., 1998. Seismic liquefaction features: examples from paleoseismic investigations in the continental United States. U. S. Geological Survey, Open - File Report 98-488, disponible sólo en internet: <http://pubs.usgs.gov/openfile/of98-488/>, 60 pp.
- Olivero, E. B., 2000. Late Cretaceous deep-water resedimented conglomerates of eastern Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. Resúmenes 2 Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8 Reunión Argentina de Sedimentología, Mar del Plata, p 137.
- Olivero, E. B. y Malumián, N., 1999. Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 83(2): 295-313.
- Olivero, E. B. y 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*, 70(2): 272-274.
- Peterson, G. L., 1966. Structural interpretation of sandstone dikes, Northwest Sacramento Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 77: 833-842.
- Ramos, V. A., 1996. Evolución Tectónica de la Plataforma Continental. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Relatorio 13 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 21: 385-404. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. and Aleman, A., 2000. Tectonic Evolution of the Andes. In: Milani, E. J. and Thomaz Filho, A. (Eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31^o International Geological Congress, 635-685, Río de Janeiro.
- Ramos, V. A., Haller, M. J. y Butrón, F., 1986. Geología y Evolución tectónica de las Islas Barnevelt: Atlántico Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15(3-4): 137-154. Buenos Aires.
- Renshaw, C. E. and Pollard, D. D., 1994. Are differential stresses required for straight fracture propagation paths? *Journal of Structural Geology*, 16(6): 817-822.
- Schmitt, K. R., 1991. Sandstone intrusions in the Andina fold-thrust belt (51°-54° S): implications for the paleohydrogeologic evolution of the southernmost Andes. Tesis Doctoral, Graduate School of Arts and Science, Columbia University, 263 p. (Inédito).
- Shaw, J. H., Novoa, E. y Connors, C.C., 1999. Structural controls on growth stratigraphy. Thrust Tectonics Conference 1999, p. 80-82, London.
- Suppe, J., 1985. *Principles of Structural Geology*. Prentice-Hall, 537 p., New Jersey.
- Winslow, M. A., 1982. The structural evolution of the Magallanes basin and neotectonics in the southernmost Andes. En: Craddock, C. (Ed.), *Antarctic Geoscience*: 143-154.
- Winslow, M. A., 1983. Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1073-1080.
- Woodcock, N. and Schubert, C., 1994. Continental strike-slip tectonics. En: Hancock, P. (ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press, p. 251-263, New York.
- Yrigoyen, M. R., 1962. Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego. *Revista Petrotecnia*: 28-38.

Recibido: 28 de noviembre, 2000

Aceptado: 8 de abril, 2002