



## TECTONICA COMPRESIVA NEOGENA EN EL DOMINIO COSTERO DEL AREA DE CALDERA Y MEJILLONES, NORTE DE CHILE

Marquardt, C.<sup>1</sup>, Lavenu, A.<sup>2,3</sup> y Ortlieb, L.<sup>4</sup>

### INTRODUCCION

La franja costera y la parte occidental de la Cordillera de la Costa forman el dominio costero del norte de Chile. En estas dos áreas morfológicas separadas, en general, por el gran Escarpe Costero, se preservan depósitos marinos, continentales y de transición del Cenozoico Superior. En trabajos previos, la neotectónica de este dominio costero (últimos 20 Ma) se ha caracterizado por una deformación en régimen extensivo que, particularmente desde el Pleistoceno medio, parece ligado al alzamiento de la costa norte de Chile, (1, 2, 3, 4, 5, 6). La escasez de trabajos destinados a estudiar los procesos tectónicos ocurridos en esta zona durante el Cenozoico Superior, dificulta el entendimiento de las condiciones geodinámicas involucradas.

En este trabajo se da a conocer, por primera vez, la presencia, en las áreas de Caldera y de Mejillones, de estructuras formadas durante el Neógeno que estarían relacionadas con un régimen tectónico compresivo. Además, se discute, bajo un marco general y para enfocar nuevos estudios, el carácter local a regional de algunos de los posibles mecanismos que controlan esta deformación.

### CALDERA

En el área de Caldera, la deformación en compresión se observa esencialmente en el sector directamente al SW de Bahía Inglesa. En este lugar (Fig. 1), la falla del Morro Copiapó representa un sistema compuesto por dos fallas inversas principales de orientaciones NW y NE, cada una con un alto ángulo de manteo hacia el W y con evidencias de desplazamientos de decenas de metros a lo largo del plano de falla. Estas fallas desplazan hacia el este el bloque del Morro Copiapó, compuesto por granodioritas del Jurásico Inferior, sobre la Formación Bahía Inglesa (BI) de edad neógena (7, 6). La compresión habría sido sincrónica con la sedimentación durante gran parte del período Mioceno Superior-Plioceno Inferior, permitiendo el desarrollo de discordancias progresivas en el frente de deformación (6). Fallas inversas que desplazan algunos metros las capas de la Formación BI, se pueden observar en Playa Chorrillo y en el sector de Las Tinajas. En estos lugares, los movimientos a lo largo de las fallas están marcados por el desplazamiento de capas que forman pliegues de arrastre tanto en el bloque colgante como en el yacente. Estas estructuras que están selladas por terrazas de abrasión marina cuaternarias, no evidencian actividad posterior al Plioceno. El estudio de planos de falla con estrías que indican movimientos inversos tanto sinestrales como dextrales, junto con el análisis numérico de dirección de los acortamientos generados, muestra una compresión general NW-SE (considerándose que no hubo rotación de los bloques de la costa después de esta deformación) (6).

### MEJILLONES

En sedimentos marinos neógenos que afloran en el acantilado costero y en canteras al oeste de la ciudad de Mejillones, se observan fallas inversas de bajo ángulo con desplazamiento centimétrico a métrico marcado por el desplazamiento de niveles arenosos neógenos (Foto 1). Estas fallas inversas de dirección N-S cortan y desplazan fallas normales neógenas de alto ángulo. Terrazas de abrasión marina del Pleistoceno medio no están afectadas por estas fallas inversas. El análisis microtectónico preliminar de estas fallas permite determinar una compresión de dirección E-W.

<sup>1</sup> SERNAGEOMIN. Av. Santa María 0104, Provincia, Santiago, Chile (cmarquar@sernageomin.cl)

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad de Chile, casilla 13518, Santiago, Chile.

<sup>3</sup> IRD-Chile, casilla 53 390, correo central, Santiago 1, Chile (alavenu@dgf.uchile.cl)

<sup>4</sup> IRD, 32 Avenue Henri Varagnat, F-93143 Bondy-Cédex, France (Luc.Ortlieb@bondy.ird.fr)



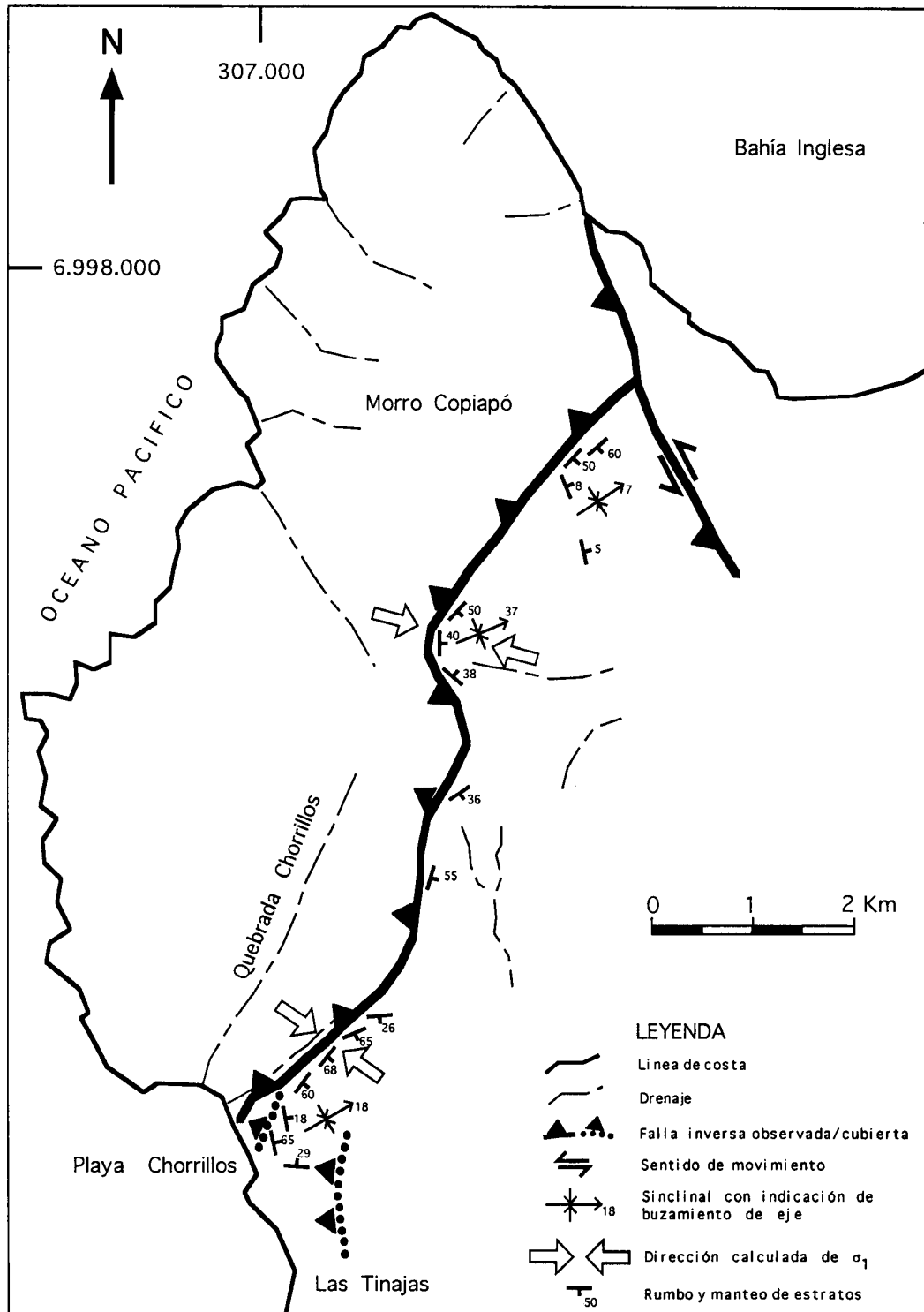


Fig. 1. Mapa estructural del área del Morro Copiapó. Principales fallas, pliegues y actitud de estratos de la Formación Bahía Inglesa. También, direcciones de acortamientos máximo.

En Caleta Herradura de Mejillones, en el acantilado de la costa y hacia el techo de la secuencia neógena, se observan fallas inversas de desplazamiento centimétrico a métrico (Foto 2) que afectan depósitos marinos asignados al Plioceno por Krebs *et al.*, (8), evidencia que permitiría restringir en el tiempo este evento tectónico en compresión, por lo menos en esta parte de la península.

## DISCUSION

¿Con qué mecanismos se asocia el régimen tectónico reflejado por las fallas inversas que afectan los sedimentos asignados al Neógeno en Caldera y Mejillones?. Contestar esta pregunta no resulta fácil, tomando en cuenta que no contamos con suficientes datos de detalle en la zona de Mejillones ni en zonas intermedias hasta Caldera, pero, sobretodo, debido a que los procesos que controlan la extensión descrita anteriormente por otros autores aún no están bien comprendidos. Sin embargo y bajo un contexto general que pueda ayudar a enfocar nuevos estudios, proponemos dos hipótesis de trabajo, una de carácter regional y otra local.

Considerando que Delouis *et al.*, (1998) (5) proponen, principalmente para el Cuaternario, que la deformación en extensión observada en la zona norte de Chile se debe a un relajamiento cosísmico del régimen compresivo que predomina en este margen de subducción, sugerimos que las nuevas evidencias de compresión durante el Neógeno podrían resultar del contexto geodinámico regional que involucró una variación de las condiciones generales de subducción actual, como son: la oblicuidad, la velocidad de convergencia y la variación en el ángulo de subducción, entre otras. Las variaciones de estas condiciones durante el Neógeno no son bien conocidas en estas áreas. Según Pardo-Casas y Molnar (1987) (9) y DeMets *et al.*, (1994) (10), se considera un aumento de la velocidad promedio de convergencia a partir de los 26 Ma, en el área de estudio. Trabajos recientes, pero realizados en la parte sur de Chile, muestran un período de mayor velocidad de convergencia entre 11 y 3 Ma (11). De esta manera, proponer que un mayor acoplamiento sísmico asociado a un período de mayor velocidad de convergencia durante algún período del Neógeno en el norte de Chile, podría ser el causante de eventos en compresión en la zona de antearco más proximal a la fosa, que no está todavía bien evidenciado. Con respecto a la variación del ángulo de subducción, aquí consideraremos, en primer análisis, el área de Caldera que se encuentra en la zona de transición suave entre la subducción plana del área de centro-Chile y la subducción normal del área de norte de Chile. Según Gutscher *et al.*, (1999) (12) las zonas de subducción plana estarían asociadas, en numerosos casos, con la subducción de plateaus oceánicos (por ejemplo en el caso de la zona central de Chile con la subducción de la dorsal de Juan Fernández). Si por ejemplo, el comienzo de la subducción de la dorsal de Juan Fernandez hubiera ocurrido durante el Neogeno, la evolución lateral del ángulo de subducción podría representar un cambio en las condiciones tectónicas ligadas a la subducción, y tomando nuevamente como ejemplo el acoplamiento interplaca, un aumento de éste podría causar los eventos en compresión descritos para la zona de Caldera; sin embargo la relación entre la tectónica de superficie y la variación del ángulo de convergencia aún está siendo estudiada (13).

Por otro lado, la ocurrencia de fenómenos locales, como por ejemplo la subducción de alguna asperidad oceánica, como un volcán submarino, podría explicar la ocurrencia de un evento tectónico en compresión en el dominio de la costa (14). Así, observando la carta de batimetría de la zona de Caldera, se puede interpretar que la subducción de volcanes submarinos (como los que se observan frente a las costas de Bahía Inglesa) podrían haber deformado el borde de la placa continental considerado como un «backstop» sin prisma (15), frente al Morro Copiapó y provocar, de esta manera, los últimos movimientos en compresión registrados durante el Mioceno superior a Plioceno en la falla inversa que limita por el este al mencionado morro. En cambio, la batimetría y sísmica del área de Mejillones no muestran rastros de la subducción reciente de asperidades oceánicas susceptibles de explicar la presencia de fallas inversas en la zona costera (16, 17).

Cabe destacar, sin embargo, que una dinámica a escala regional sería coherente con las evidencias de una compresión neógena pliocena, conocida no sólo en la parte sur del país, si no también en el Altiplano y en algunas regiones del Perú y Ecuador (18, 19).

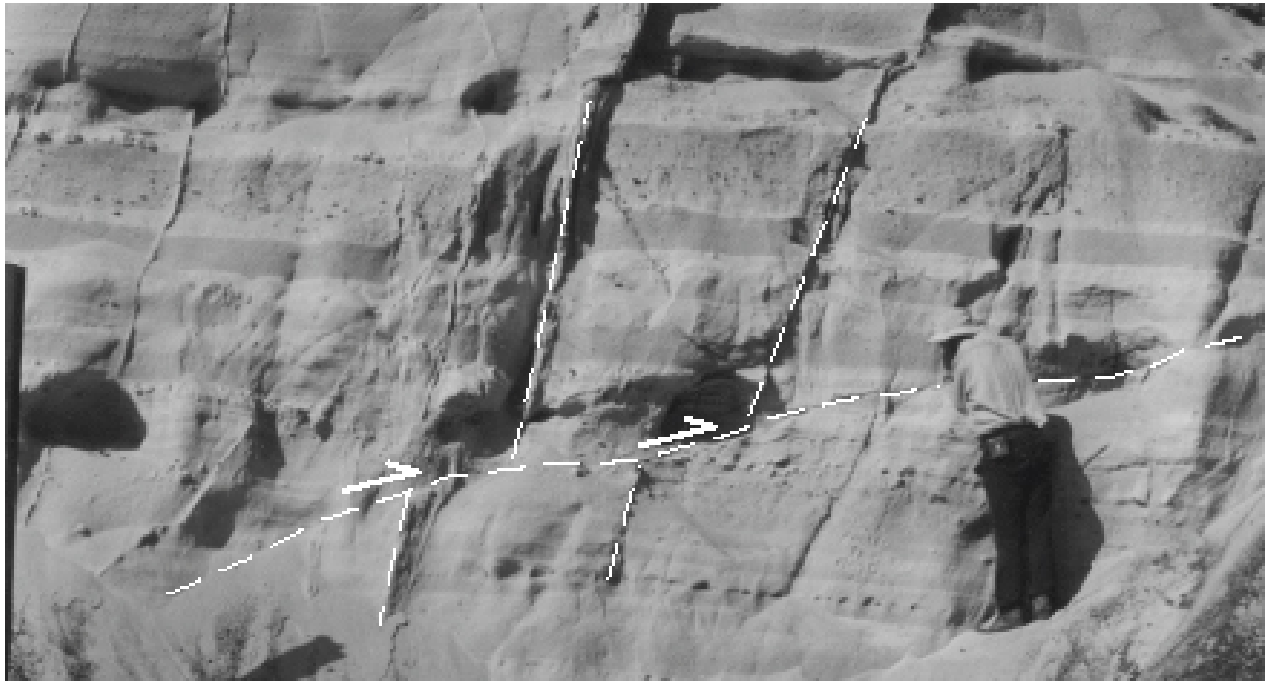


Foto 1. Acantilado en la playa de Mejillones. Se observan dos generaciones de fallas: una falla inversa que afecta a depósitos neógenos y que desplaza fallas normales preexistentes



Foto 2. Vista al sur de la bahía de Caleta Herradura. Se observan la falla normal, límite oeste de la cuenca y en círculo, fallas inversas que desplazan a sedimentos litorales de presumible edad pliocena.

## CONCLUSIONES

Observaciones recientes y el análisis preliminar de las características de la deformación frágil de los sedimentos neógenos y cuaternarios de la Costa norte de Chile indican una historia tectónica durante estos períodos que incluye dos etapas principales: 1)- la primera, durante el Neógeno, con evidencias de eventos tectónicos en extensión (posiblemente E-W) (5, 6) y en compresión (E-W a NW-SE) (este trabajo); 2)- la segunda etapa, durante el Cuaternario, relacionada con una extensión (E-W a ESE-WNW) y relacionada con un alzamiento de la costa (1, 2, 3, 4, 5, 6).

## AGRADECIMIENTOS

Se agradecen la colaboración y las interacciones prestadas por los geólogos del SERNAGEOMIN: Estanislado Godoy, Nicolás Blanco y Nicolás Marinovic; y de la Universidad Católica del Norte: Hans Wilke y Marcelo Cortés. Este trabajo se realizó como parte de las investigaciones emprendidas por el Convenio IRD-Departamento de Geología-Universidad de Chile y por Servicio Nacional de Geología y Minería.

## REFERENCIAS

1. Armijo, R.; Thiele, R (1990). Active faulting in northern Chile: ramp stracking and lateral decoupling along a subduction plate boundary?. *Earth and Planetary Science Letters*, 98, 40-61.
2. Hartley, A.; Jolley, E (1995). Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22-24°S). *Journal of the Geological Society*, 152, 51-63.
3. Ortlieb, L.; in coll. with Goy, J.L.; Zazo, C.; Hillaire-Marcel, C.; Vargas, G. (1995). Late Quaternary Costal Changes in Northern Chile. Guidebook for a fieldtrip, II annual meeting of the International Geological Correlation Program (IGCP), Project 367 (Antofagasta-Iquique, 23-25 Nov. 1995). ORSTOM, Antofagasta, 175 pp.
4. Niemeyer, H.; González, G.; Martínez-De Los Ríos, E. (1996). Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, Norte de Chile. *Rev. Geol. de Chile*, Vol. 23, No. 2, p. 165-186.
5. Delouis B, Philip H.; Cisternas A (1998). Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophys. J. Int.*, 132, 302-338.
6. Marquardt, C. (1999). Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y Caleta Pajonal (27°00' – 27°45'), III Región de Atacama. Tesis Ms. Cs., Depto. de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 297p.
7. Rojo, M. (1985). Un aporte al conocimiento del terciario marino: Formación Bahía Inglesa. *Actas IV Congreso Geológico Chileno*, 1, 514.
8. Krebs, W.; Aleman, A.; Padilla, H.; Rosenfeld J.; Niemeyer, H (1992). Age and paleoceanographic significance of the Caleta Herradura diatomite, Peninsula de Mejillones, Antofagasta, Chile. *Rev. Geol. de Chile*, Vol. 19, No. 1.
9. Pardo -Casas, F.; Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233-248.
10. DeMets, Ch.; Gordon, R.; Argus, D.; Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, No 20, 2191-2194.
11. Lavenu, A.; Cembrano, J. (1999). Estados de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del sur, Chile (38-42°30'S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 26, No. 1, p. 67-87.
12. Gutscher, M.A.; Spakman W.; Bijwaard, H. (1999). Flat subduction beneath the Andes: seismological and tomographic constraints. *Fourth ISAG, Göttingen (Germany)*, 311-314.
13. Gutscher, M.A.; Spakman W.; Bijwaard, H.; Engdahl E. (*in press*). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean Margin. *Tectonics*.
14. Domínguez, S.; Lallemand, S., Malavielle, J.; von Huene, R. (1998). Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, 293, 207-224.
15. Byrne, D.; Wang, W; Davis, D. (1993). Mechanical role of backstops in the growth of forearcs. *Tectonics*, Vol. 12, No. 1, p. 123-144.
16. von Huene, R.; Weinrebe, W.; Heeren, F. (1999). Subduction erosion along the North Chile margin. *Journal of Geodynamics*, 27, 345-358.
17. Patzwahl, R.; Mechie, J.; Schulze, A.; Giese, P. (1999). Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5°S and 25°S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, No. B4, 7293-7317.
18. Lavenu, A. 1995. Geodinámica plio-cuaternaria en los Andes centrales: el Altiplano norte de Bolivia. "Fosiles y facies de Bolivia", Vol. III, Suárez R. (ed.), *Rev. YPFB*, 16, (1-2), 76-96, Bolivia.
19. Lavenu, A., Winter, T., Davila, F. 1995. A Plio-Quaternary compressional basin in the interandean Depression. Central Ecuador. *Geophysical Journal International*, 121, 279-300.