

Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile

Hans Nlemeyer

Gabriel González

Edmundo Martínez-De Los Ríos

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte,
Casilla 1280, Antofagasta, Chile

RESUMEN

El margen continental en las inmediaciones de Antofagasta puede subdividirse en tres dominios morfoestructurales: Cordillera de la Costa, plataforma costera y talud continental. La Cordillera de la Costa se encuentra separada de la plataforma costera por el acantilado costero, de cerca de 1 000 m de altura. En la Cordillera de la Costa, fallas norte-sur limitan una morfología de bloques alzados y deprimidos, asimétricos. Las fallas más recientes (cuaternarias), exhiben indicadores cinemáticos de movimientos transcurrentes sinistres. La plataforma costera, la península de Mejillones y el talud continental corresponden a una zona afectada por extensión desde el Mioceno al Reciente. Las estructuras de esta zona consisten en cuencas tectónicas asimétricas limitadas por fallas normales en su margen occidental. Movimientos episódicos a lo largo de estas fallas han acomodado la rotación de bloques según un eje horizontal. Esta rotación marca un colapso asimétrico y progresivo de bloques tectónicos hacia el eje de la fosa oceánica. El inicio del colapso está marcado por la transgresión marina del Mioceno. La existencia del acantilado costero se explica por una fuerte erosión marina retrocedente, favorecida por el clima árido del norte de Chile. La deformación extensional se explica por erosión tectónica prolongada, que habría producido, a partir del Mioceno, un colapso de la región de antearco próxima al frente de subducción. En dicho colapso toma un papel importante la Falla Antofagasta, la cual marca el desacople de gran parte del talud continental. Se concluye que los movimientos transcurrentes cuaternarios en la Cordillera de la Costa sólo obedecen a un fenómeno local, no ligado al colapso del margen continental, ni tampoco a la subducción oblicua. Esto, porque el vector de convergencia apunta hacia el este noreste en la actualidad, y por lo tanto, es incompatible con el sentido sinistral determinado para las fallas.

Palabras claves: Margen continental activo, Erosión tectónica, Estratigrafía cenozoica, Deformación extensional cenozoica, Acantilado costero, Antofagasta, Norte de Chile.

ABSTRACT

Cenozoic tectonic evolution of the active continental margin of Northern Antofagasta, Chile. The active continental margin of Antofagasta, in Northern Chile, can be divided into three morphostructural domains. These are from east to west: Coastal Cordillera, coastal platform and Continental slope. The boundary between the Coastal Cordillera and coastal platform is the coastal scarp ca. 1.000 m high. The origin of this remarkable morphologic feature is the result of a strong marine erosion that was enhanced by the extreme aridity of Northern Chile. In the Coastal Cordillera a set of north-south trending faults controls a geometry of asymmetric tectonic blocks and basins. The youngest faults exhibit kinematic indicators for sinistral transcurrent. The coastal platform, Mejillones Peninsula and continental slope show the effects of an extensional tectonics since the Miocene. In all three main domains, the extensional tectonics has

controlled the sedimentation in which the finger print of the tectonic history of the continental margin. The extensional tectonics is here interpreted as the result of a tectonic erosion that acted under the Southamerican plate during most of the Mesozoic and Cenozoic. This tectonic erosion is responsible for the collapse of the Continental margin towards the Chile-Peruvian trench. It is believed that the start of this massive collapse is contemporaneous with the Miocene marine transgression. An important part in this collapse is taken by the Antofagasta Fault, that is the material fracture feature against which the collapse took place. It is concluded that the youngest transcurrent sinistral displacements along longitudinal faults in the Coastal Cordillera are only local phenomena, and cannot be related to the massive collapse of the Continental margin, nor to the oblique subduction vector, which at present, has an east northeast direction.

Key words: Active continental margin, Tectonic erosion, Cenozoic stratigraphy, Extensional cenozoic deformation, Coastal scarp of northern Chile, Antofagasta, Northern Chile.

INTRODUCCION

Los alrededores de Antofagasta constituyen un sector único en la costa del norte de Chile para el estudio de la neotectónica de un margen continental activo (Fig. 1). En particular, la península de Mejillones forma un bloque tectónico, separado de la Cordillera de la Costa, que interrumpe la morfología relativamente lineal del litoral. En ella, afloran se-

cuencias sedimentarias, entrampadas en depresiones tectónicas, que guardan un completo registro de la sedimentación marina cenozoica del margen continental del norte de Chile (Krebs *et al.*, 1992). Este es, además, el único lugar del norte chileno donde se exponen sedimentos marinos del Mioceno inferior. Registros sísmicos y muestreos de fondo oceánico han detectado que sedimentos de esa edad, ocupando una posición estratigráfica similar a la de las secuencias expuestas en Península de Mejillones, son comunes en la porción sumergida del margen continental (Ferraris, 1979; Padilla y Elgueta, 1992). De este modo, el estudio de las secuencias sedimentarias cenozoicas marinas de Península de Mejillones constituye un antecedente clave para entender la evolución tectónica del margen continental activo del norte de Chile y su relación con el fenómeno de subducción.

Varios son los trabajos que han sido publicados en relación con la historia cenozoica de la península de Mejillones y áreas adyacentes. Algunos de ellos se han orientado a determinar la edad, ambiente sedimentario y significado oceanográfico de los sedimentos que integran las secuencias estratificadas marinas (Martínez-Pardo, 1979, 1980; Martínez-De los Ríos y Niemeyer, 1982; Tsuchi *et al.* 1988; Padilla *et al.*, 1990; Ibaraki, 1990; Koizumi, 1990; Leonard y Wehmiller, 199; Krebs *et al.*, 1992). Otros autores se han ocupado del estudio parcial de las fallas que atraviesan este margen continental (Arabasz 1971; Okada 1971; Armijo y Thiele, 1990; Hartley y Jolley, 1995).

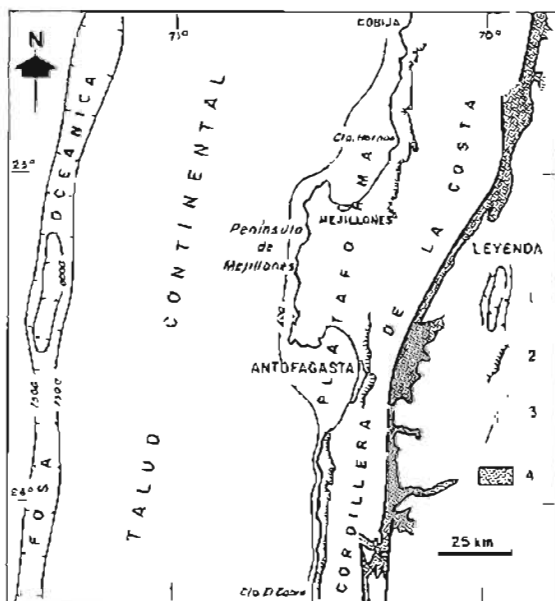


FIG. 1. Dominios morfoestructurales del borde continental en las inmediaciones de Antofagasta: Cordillera de la Costa, Plataforma Costera y Talud continental. 1- borde de la fosa oceánica; 2- acantilado costero; 3- límite occidental de la plataforma costera; 4- depresión del Salar del Carmen.

En general, estos trabajos tienen un carácter más bien local, faltando una integración de los fenómenos de sedimentación, tectonismo y subducción. Una excepción de ello la constituye el trabajo de Armijo y Thiele (1990), quienes intentaron relacionar los rasgos morfoestructurales del margen continental con la subducción. Según estos autores, en este margen existe una partición de la deformación, dada por transcurrancia sinistral en la Cordillera de la Costa y extensión restringida al sector de Península de Mejillones. Según Armijo y Thiele (1990), la deformación extensional de Península de Mejillones sería un fenómeno local relacionado con una gran falla normal que produjo el acantilado costero. La causa de esta última sería un drástico cambio en el ángulo de mantao de la placa subductante, el cual se verificaría por debajo de la Cordillera de la Costa. En la presente contribución, se demuestra que la deformación extensional, en la actualidad, es un fenómeno compartido por todo el margen continental comprendido entre Cordillera de la Costa y el frente de subducción. A juicio de los autores, este hecho constituye un antecedente clave para entender la deformación rígida del margen

continental y su relación con el fenómeno de subducción. Con el objeto de demostrar esta hipótesis, el presente trabajo realiza una interpretación conjunta de los fenómenos sedimentarios y tectónicos ocurridos en el margen continental activo de Antofagasta durante el Cenozoico.

Este trabajo se basa, principalmente, en múltiples jornadas de terreno que los autores llevaron a cabo durante la década pasada, en el sector costero de Antofagasta. Los métodos utilizados incluyeron levantamiento taquimétrico de perfiles estructurales, mapeo y análisis cinemático y dinámico de fallas, registro de facies y determinaciones fosilíferas de terreno en unidades sedimentarias marinas (efectuadas por uno de los autores, EMD). Para el mapeo de estructuras y de rasgos morfológicos asociados a ellas, se utilizaron fotografías aéreas e imágenes satelitales. La estructura y morfología del sector del margen continental sumergido, fue determinada utilizando mapas batimétricos inéditos del ex-Departamento de Pesquería de la Universidad Católica del Norte. El análisis estructural y la redacción de este trabajo estuvieron a cargo de los autores HN y GG.

DOMINIOS MORFOESTRUCTURALES

En la latitud del margen continental considerado en este trabajo, se pueden distinguir tres dominios morfoestructurales que, de este a oeste son: Cordillera de la Costa, plataforma costera y talud continental (Fig. 1).

La Cordillera de la Costa está constituida por un conjunto de bloques alzados, de orientación nortesur, que alcanzan alturas superiores a 2.000 m s.n.m. Su límite oriental es una estrecha depresión tectónica de orientación submeridiana, denominada en este trabajo como Depresión del Salar del Carmen. Su límite occidental está dado por el acantilado costero, el cual corresponde a un rasgo morfológico de escala continental, con alturas de hasta 1.300 m s.n.m.

La plataforma costera se extiende entre el acantilado costero y los 200 m b.n.m., quedando incorporada dentro de ella la península de Mejillones,

también la franja litoral que se extiende entre Cobija y Caleta El Cobre, incluyendo los llanos entre Mejillones y el Balneario La Portada. La península de Mejillones se considera en este trabajo como una porción de plataforma costera emergida tectónicamente. De acuerdo a la batimetría, la porción sumergida de la plataforma es relativamente estrecha y alcanza un ancho menor que 5 km (Fig. 1).

El talud continental, corresponde a la parte del margen continental comprendida entre la cota de 200 m b.n.m. y la fosa oceánica (Fig. 2), cuyo eje define el actual límite entre la Placa Sudamericana, al oriente, y la Placa de Nazca, al occidente. En este dominio, dentro de una distancia cercana a los 80 km del margen de la plataforma, se alcanza la máxima profundidad (8.000 m b.n.m.) de la Fosa Chileno-Peruana (Fig. 2).

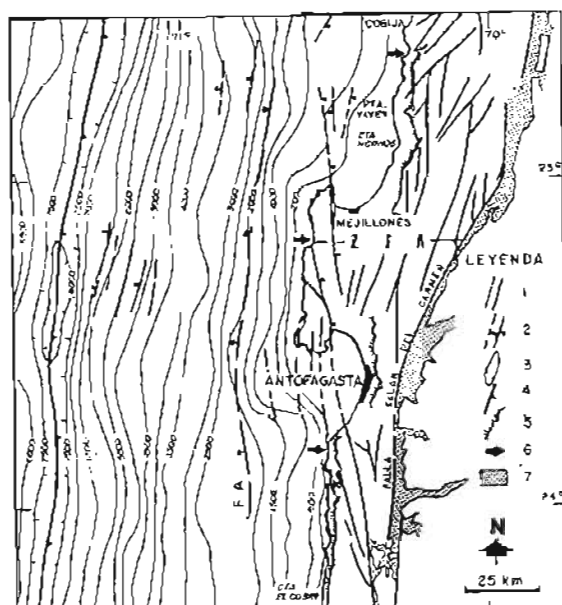


FIG 2 Estructuras y batimetría del borde continental de Antofagasta. Se marcan las principales fallas conocidas dentro de cada dominio. ZFA- Zona de Falla de Atacama. 1- fallas, 2- fallas normales formadoras de relieve, se indica bloque hundido; 3- borde de la losa oceánica; 4- frente de subducción con triángulos en el bloque cabalgante, 5- lugares en que las trazas de las fallas, que integran la ZFA, aparecen truncadas por la erosión marina, 6- depresión del Salar del Carmen; FA- Falla Antofagasta.

MARCO TECTÓNICO

La cuña de corteza continental más próxima al frente de subducción presenta un espesor aproximado de 20 km, con una base constituida, probablemente, por un manto serpentinizado de edad más antigua que la del Cenozoico (Reutter *et al.*, 1991). Bajo esta delgada cuña, la Placa de Nazca subduce a una velocidad de 9.5 cm/año y con un ángulo de manto aproximado de 18° al este (Comte *et al.*, 1991).

La mencionada cuña se encuentra compuesta, casi exclusivamente por Complejos Plutónicos del Jurásico-Cretácico Interior y rocas volcánicas jurásicas pertenecientes a la Formación La Negra (García, 1967). Unidades litológicas premesozoicas se restringen al sector central y norte de Península de Mejillones donde se exponen rocas del Basamento metarróico, del Paleozoico Inferior (Baeza, 1984). Localmente, ocurren sedimentitas continentales y marinas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior que cubren discordantemente a las unidades ígneas, representadas por las formaciones Caleta Coloso y El Way (García, 1967). Gran parte de la Cordillera de la Costa y Península de Mejillones permaneció como un alto topográfico sometido a erosión subaérea durante el lapso Mesozoico Superior-Cenozoico Inferior. Ello puede deducirse de la total ausencia de registro sedimentario de esa

edad. La sedimentación sólo se reanuda en el Oligoceno con la deposición de sedimentitas gruesas de carácter continental.

La estructura más importante de la Cordillera de la Costa está dada por la Zona de Falla de Atacama (ZFA, Fig. 2), la cual comprende un conjunto de lineamientos tectónicos orientados submeridiana-mente, que atraviesan todas las unidades litológicas aflorantes en esta cordillera. Esta zona de falla, de dimensiones corticales, ha tenido una actividad tectónica prolongada, cuyo inicio se remonta al Cretácico Inferior (Scheuber y Adriansen, 1990; Brown *et al.*, 1993; González, 1996), cuando comenzó un período de rápida movilidad del Continente sudamericano hacia el oeste. Durante este período, la ZFA absorbió gran parte de la deformación del margen continental provocada por la subducción oblicua de litósfera oceánica (Scheuber y Adriansen 1990; Grocott *et al.*, 1995). Los movimientos fueron uniformemente sinistres y se desarrollaron según fallas norte-sur.

La actividad más joven de la ZFA aparece documentada por escarpes de falla que cortan depósitos recientes, su naturaleza transcurrente sinistral ha sido demostrada por Armijo y Thiele (1990). Otros estudios han considerado la actividad reciente de esta zona de falla como de tipo extensional con

descenso del bloque oriental (Hervé 1987; Naranjo 1987; Scheuber y Adriessen ;1990). Hasta la fecha no existe certeza si los movimientos transcurrentes señalados por Armijo y Thiele (1990), son locales o bien se extienden regionalmente a lo largo de la Cordillera de la Costa. Observaciones llevadas a

cabo por uno de los autores (GG), en el Salar Grande, al norte del río Loa han permitido determinar que las fallas norte-sur que segmentan la Cordillera de la Costa son principalmente dextrales en lo que se refiere a sus movimientos más recientes.

ESTRATIGRAFIA

En el presente trabajo se han utilizado las principales unidades estratigráficas cenozoicas descritas en la literatura (Ferraris y Di Biase, 1978; Martínez-Pardo, 1980; Valdebenito, 1979). Ellas son marcadoras de los movimientos tectónicos recientes que afectaron al margen continental. Sin embargo, muchas unidades aún no han sido descritas, o bien existe confusión acerca de su verdadera posición estratigráfica, relaciones de contacto, asignación cronológica y correlación (e.g., Hartley y Jolley, 1995). Por este motivo, y para fines del presente estudio, se consideró necesario definir informalmente algunas unidades, determinando su edad mediante identificación de su macrofauna, en terreno.

En efecto, ellas no sólo son de gran utilidad como marcadoras de rechazos verticales entre bloques separados por fallas, sino que también llevan impresos, en sus características sedimentológicas, los diferentes eventos estructurales que las controlaron. La figura 3 muestra la posición vertical, cronología y correlación entre depósitos de diferentes dominios morfoestructurales. A continuación, se proporciona una breve reseña de ellos.

CORDILLERA DE LA COSTA

En la Cordillera de la Costa se distinguen las siguientes unidades:

Gravas Colgadas. Son los depósitos cenozoicos más antiguos dentro de la Cordillera de la Costa. Ocurren tanto al interior de ella, como en las proximidades del acantilado costero, donde columnas de hasta 60 m aparecen cortadas por éste. Varias dataciones K-Ar en cineritas intercaladas dentro de gravas de diferentes localidades de la Cordillera de la Costa arrojan una edad oligoceno-miocena (Naranjo y Paskoff, 1985). Estas gravas pertenecen al denominado 'Coastal Tarapacá Pediplain' (Mortimer

y Saric, 1975). Su deposición se habría realizado con anterioridad al alzamiento de la Cordillera de la Costa.

Depósitos marinos de Sierra del Ancla. Corresponden a restos de coquinas conglomerádicas halladas por sobre los 700 m s.n.m. al interior de esa sierra, ubicada inmediatamente al oriente de la ciudad de Antofagasta. Aunque sus restos fósiles se encuentran extremadamente fragmentados, se puede avanzar que se trataría de fauna homologable con aquella encontrada en la Formación Caleta Herradura, es decir, su edad sería preliminarmente miocena.

Depósitos aluviales. Consisten en abanicos coalescentes en los márgenes de las depresiones intermontanas del interior de la Cordillera de la Costa, que acusan alzamiento subactual del relieve, debido a sucesivos sollevamientos tectónicos a lo largo de fallas de orientación submeridiana que controlan estas depresiones.

PLATAFORMA COSTERA

En este dominio morfoestructural los sedimentos marinos cenozoicos alcanzan su mayor expresión, especialmente en Península de Mejillones. Se pueden distinguir, desde más antiguas a más modernas, las siguientes unidades:

Gravas de Cerro Moreno. Formadas por clastos bien redondeados sostenidos por la matriz, son de origen continental, su edad sería oligoceno-miocena, basándose en su correlación con la Unidad de Gravas Colgadas, de la Cordillera de la Costa (Fig. 3). Representan los depósitos cenozoicos más occidentales reconocidos.

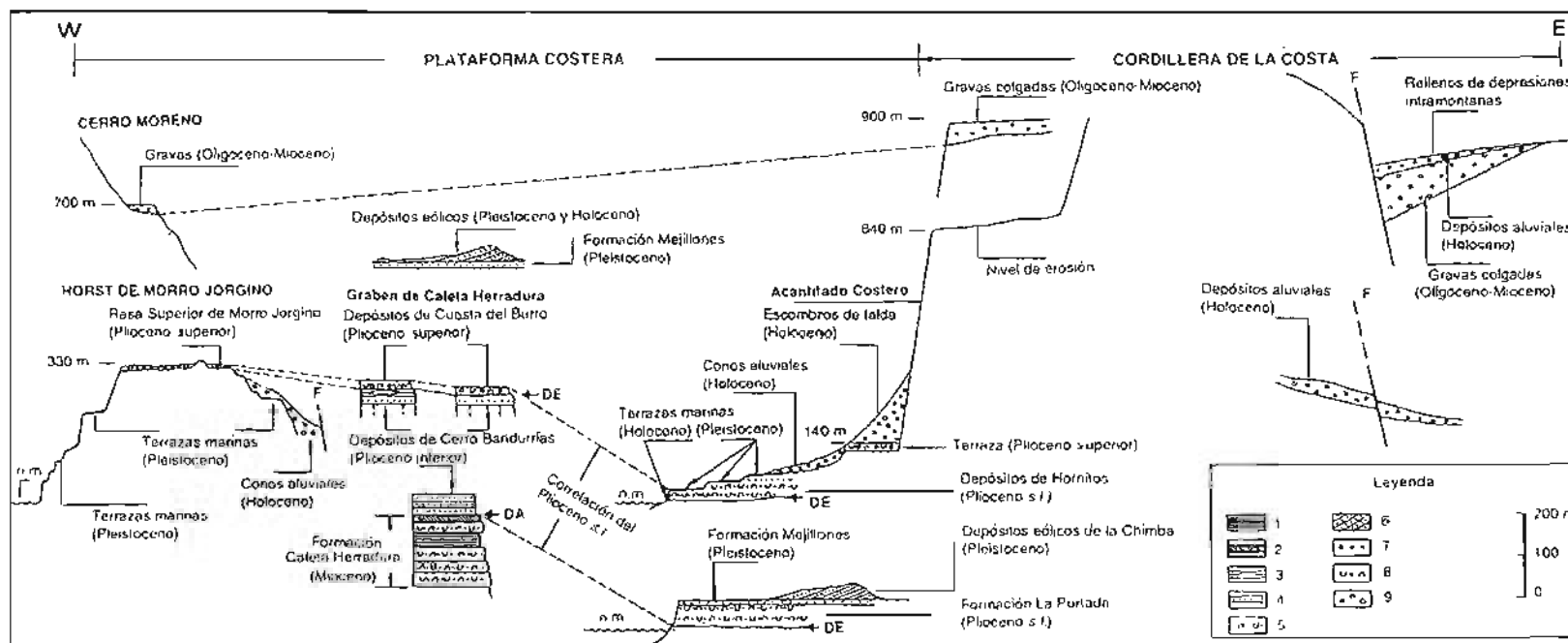


FIG 3. Cuadro de correlación entre unidades estratigráficas cenozoicas de Península de Mejillones y Cordillera de la Costa: 1- limos; 2- diatomitas; 3- yesos; 4- areniscas; 5- areniscas coquinosas; 6- areniscas eólicas; 7- conglomerados; 8- conglomerados coquinosos; 9- brechas, F- fallas; DA- discordancia angular; DE- discordancia de erosión; n.m.: nivel del mar

Formación Caleta Herradura (Valdebenito, 1979; Krebs *et al.*, 1992). Integrada por conglomerados, areniscas calcáreas, coquinas, limolitas y diatomitas de origen marino, cuya edad abarca entre el Mioceno inferior y el Mioceno superior, sobre la base de foraminíferos y diatomeas (Martínez-Pardo, 1960; Padilla *et al.*, 1990; Ibaraki, 1990; Koizumi, 1990).

Formación La Portada (Ferraris y Di Biase, 1978). Se encuentra integrada, en su lugar-tipo, por coquinas, coquinas arenosas de *Balanus* y areniscas bien estratificadas. Esta formación ha sido asignada en forma general al Plioceno, lo cual se comprueba con la determinación de foraminíferos planctónicos (Tsuchi *et al.*, 1988).

En Península de Mejillones, el registro plioceno es susceptible de dividirse en secciones: una inferior, que aquí se denomina Depósitos de Cerro Bandurrias y, una superior, llamada Depósitos de Cuesta del Burro. Intercalados entre ambas secciones, se observan varios lentes de yeso, que marcan una emersión, reflejada en una discordancia de erosión. Este hecho, de gran significación tectónica, ha sido completamente ignorado en estudios tales como el de Hartley y Jolley (1995).

Depósitos de Cerro Bandurrias. Formados por brechas, areniscas, limolitas y diatomitas. La macrofauna contenida en esta unidad es la siguiente: *Charcharodon sulcidens*, *Isurus hastalis*, *Chlamys simpsoni*, *Isognomon cf. gaudichaudi*, *Ostrea maxima*. Esta fauna permite su correlación con la Formación Coquimbo (Herm, 1969), lo cual le confiere una edad pliocena, que se ha confirmado mediante microfósiles (Tsuchi *et al.*, 1988).

Depósitos de Cuesta del Burro. Están formados por coquinas, conglomerados y areniscas de grano grueso. Su base se apoya mediante discordancia de erosión sobre los Depósitos de Cerro Bandurrias, con intercalación de los lentes de yeso ya mencionados. La macrofauna presente permite una correlación con la parte superior del Plioceno de Coquimbo (Herm, 1969). En particular, *Chlamys vidali* es fósil-guía del Plioceno superior del norte de Chile y sur de Perú. Estos depósitos tienen equivalencia cronológica con los depósitos aterrazados de las cumbres de los morros Jorgino y Mejillones. También se correlacionan con la Terraza de Antofagasta (Martínez-De Los Ríos y Niemeyer, 1982).

Formación Mejillones (Ferraris y Di Biase, 1978). Integrada por depósitos de arenas, que no superan los 20 m de espesor, contienen abundantes bioclastos. Sobreyace pseudoconcordantemente a los Depósitos de Cuesta del Burro. Presenta variada macrofauna, en la cual el elemento diagnóstico es *Chlamys purpurata*, que es fósil-guía del Pleistoceno (Herm, 1969). Estos depósitos se correlacionan, en general, con las diferentes terrazas marinas que se extienden a lo largo de la costa entre Cobija y Mejillones. Depósitos aterrazados de esta misma edad se exponen escalonadamente flanqueando los bloques tectónicos de morros Mejillones, Jorgino y Moreno (Fig. 3).

Terraza de Antofagasta (Martínez-De Los Ríos y Niemeyer, 1982). Esta terraza se observa en la parte alta de la ciudad de Antofagasta, pero también aflora en caletas Michilla y Coloso, a una altura de 100 a 140 m s.n.m. Está formada por conglomerados y arenas coquinas con abundantes restos de moluscos y cirrípedos. Se ha determinado la siguiente macrofauna: *Chlamys vidali* (Philippi), *Fissurella concolor* (Philippi), *Concholepas nodosa* (Mörcke), *Fusinus remondi* (Philippi), *Nucella mirabilis* (Mörcke). Estas corresponden a formas típicas del Plioceno (Herm, 1969). Sobre la base de la primera de las formas nombradas, Martínez-De Los Ríos y Niemeyer (1982) asignaron la Terraza de Antofagasta al Plioceno superior.

Terrazas marinas cuaternarias. Ocupan una posición intermedia entre la Terraza de Antofagasta y la actual línea de costa. Pueden variar en número y extensión; así, en Michilla se han individualizado tres terrazas post-pliocénicas (Leonard y Wehmler, 1991), correspondiendo a más alta a la parte media del Pleistoceno, en tanto que la más baja pertenece al Holoceno. En Hornitos se han descrito cuatro terrazas (Radtke, 1986).

Depósitos aluviales. Están formados por grava y arena gruesa. Ocurren como abanicos coalescentes al pie de los morros de Mejillones, Jorgino y Moreno. Se asignan al Holoceno sin mayor precisión. Contienen clastos de rocas del Basamento Metamórfico y fragmentos de moluscos de unidades sedimentarias cenozoicas más antiguas, aflorantes en las cumbres de los mencionados morros, o que han quedado colgadas en sus flancos, debido a los sollevamientos tectónicos. Al pie del acantilado costero

se localizan, también, numerosos conos aluviales, formados por clastos angulosos de gran tamaño. Se superponen estratigráficamente a los depósitos de la terrazas marinas cuaternarias, por lo cual se asignan al Holoceno. Aquellos conos de mayor tamaño se relacionan con las quebradas mayores que disectan al acantilado costero, las cuales se encuentran lejos aún de alcanzar su perfil de equilibrio (H. Niemeyer, R. Standen, R. Venegas¹)

Depósitos eólicos. Están formados por arenas de grano medio a grueso, integrando dunas de varias formas y tamaños. El material proviene de las distintas unidades cenozoicas expuestas en la península de Mejillones. Se sugiere que el origen de varias depresiones kilométricas de la parte central de la Península se deben a una intensa erosión eólica, que ha llegado a exponer -en su piso- el sustrato de rocas mesozoicas. Los depósitos alcanzan, también, gran expresión al oriente de La Portada,

donde las arenas se presentan semiconsolidadas, habiéndose identificado icnitas de *Mamalia equidae*? que han permitido asignarlas al Pleistoceno (Casamiquela y Chong, 1975)

TALUD CONTINENTAL

Aquí, la cobertura sedimentaria cenozoica, que alcanza potencias del orden de los 100-2.000 m, presenta discordancias internas, así como también grandes deslizamientos submarinos (Arabasz, 1971; von Heune *et al.*, 1995). Fuera del área de estudio, en Caleta Patillos, el talud continental presenta un ángulo aproximado de 15°, y se caracteriza por estar prácticamente desprovisto de sedimentos, con excepción de una delgada cobertura y la existencia de pequeñas cuencas colgadas, de origen tectónico, que han servido para el entrapamiento de sedimentos (S. Elgueta, 1992, comunicación escrita).

ESTRUCTURAS EN LOS DOMINIOS MORFOESTRUCTURALES

Las estructuras principales, en cada uno de los dominios morfoestructurales mencionados, consisten en un conjunto de fallas de rumbo submeridiano, que ocupan el espacio comprendido entre el margen oriental de la Cordillera de la Costa y el frente de subducción. A continuación, se detalla la geometría y cinemática de las estructuras y se muestra su relación con los diferentes dominios morfoestructurales.

CORDILLERA DE LA COSTA

Las fallas que ocurren al interior de la Cordillera de la Costa se conocen bajo el nombre de Zona de Falla de Atacama (Fig. 2). Ella constituye uno de los elementos estructurales más notables del norte de Chile y se ha reconocido desde Iquique a La Serena, con una longitud mayor a los 1.000 km (Arabasz, 1971). En el área de estudio, la Zona de Falla de Atacama comprende un conjunto de fallas, que se distribuyen en un ancho de 20-25 km. Algunas de las fallas se encuentran interrumpidas por el acantilado costero (Arabasz, 1971), demostrando que el ancho original expuesto de la Zona de Falla de

Atacama ha sido reducido por efecto de la erosión retrocedente del margen continental (Fig. 2).

La mayoría de las grandes fallas (Falla Salar del Carmen, Falla Ordóñez, Falla Mititus, Falla Caleta Coloso, Fig. 4) presenta importantes rasgos morfológicos asociados. Ellas constituyen el límite occidental de estrechas cuencas sedimentarias activas. Dicho límite está marcado por escarpes de varios cientos de metros de altura. En el sector comprendido entre el Salar del Carmen y Falla Mititus, es donde se expone el ejemplo más notable de este control tectónico sobre la morfología. Aquí, las cuencas sedimentarias parecen haber sido originadas por una extensión, a lo ancho de toda la Cordillera de la Costa, lo cual puede deducirse por dos importantes observaciones: a- en el sector de Quebrada Mejillones, la Falla Mititus ha sido expuesta en una sección vertical por efecto de la erosión. Allí, la falla pone en contacto rocas volcánicas mesozoicas, en el bloque oeste, con sedimentos continentales de la unidad de Gravas Colgadas (Oligoceno-Mioceno) en el bloque este. El plano de falla mantiene 70° al este, implicando un ascenso relativo del bloque occidental (Fig. 5); b- el leve basculamiento (~10°)

¹ 1990. Geología de Distrito Minero Carolina de Michilla, Proyecto de Exploración Geológica Distrital (Inédito). Compañía Minera Carolina de Michilla S.A., 2 tomos, 387 p.

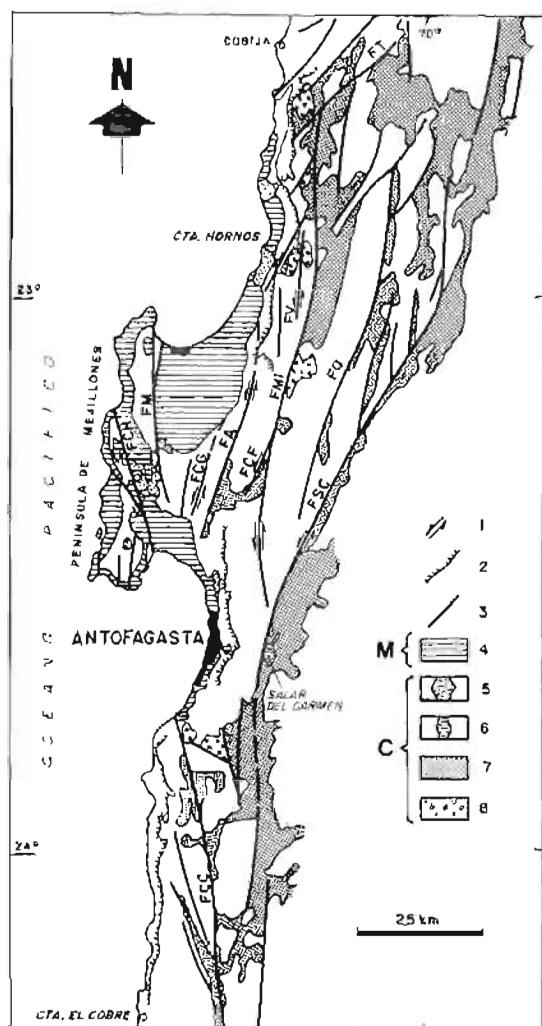


FIG. 4. Distribución general de los depósitos cenozoicos en el borde continental de Antofagasta. C- continental; M- marino. 1- sentido de desplazamientos en fallas transcurrentes; 2- acantilado costero; 3- fallas; 4- depósitos marinos indiferenciados (Cenozoico); 5- depósitos eólicos; 6- salar (Cuaternario); 7- relleno aluvial de depresiones intermontañas (Cuaternario); 8- gravas (Oligoceno-Mioceno). FM- Falla Mejillones; FCH- Falla Caleta Herradura; FCG- Falla Cerro Gordo; FMI- Falla Militus; FT- Falla Tarnes; FSC- Falla Salar del Carmen; FA- Falla Aeropuerto; FCF- Falla Cerro Fortuna; FO- Falla Ordóñez; FCC- Falla Caleta Coloso; FV- Falla Vinchuca.

hacia el oeste, tanto del plano de estratificación de las gravas, como de antiguas superficies de erosión terciarias y cuaternarias.

Esta extensión generó una geometría de tipo 'semi-graben', que produjo cuencas asimétricas, con ejes longitudinales desplazados hacia el oeste.

El análisis de los planos de falla y rasgos morfológicos asociado a las fallas del sector anteriormente mencionado, demuestra que los movimientos más recientes estuvieron dominados por desplazamientos de rumbo. Los planos de falla exhiben estrías subhorizontales, acanaladuras asimétricas y fibras de relleno que permiten determinar el sentido de desplazamiento (Fig. 6). Debe hacerse notar que cada una de las grandes fallas está formada por un sistema anastomosado de mesofallas, las cuales definen, en afloramiento, una zona de falla. En varios lugares se realizaron mediciones de orientación de planos de falla y sus estrías, así como también una interpretación cinemática de los indicadores de movimientos encontrados (Fig. 7).

De esta forma se individualizaron mesofallas, dispuestas en alto ángulo y en bajo ángulo respecto de la orientación de una falla principal, que constituyen normalmente el núcleo de estas zonas de fallas. Las mesofallas orientadas en alto ángulo, muestran movimientos dextrales, mientras que las orientadas en bajo ángulo movimientos sinistres. Este patrón cinemático puede interpretarse como una zona de falla de transcurrancia sinistral, formada por fracturas antitéticas (dextrales) dispuestas en alto ángulo y fracturas sintéticas (sinistres), en bajo ángulo respecto de la falla principal. Este tipo de zona de falla coincide con los clásicos modelos de fallas transcurrentes propuesto por Tchalenko (1970) y Naylor *et al.* (1986).

Los desplazamientos sinistres propuestos para las grandes fallas fueron documentados anteriormente por Armijo y Thiele (1990) sobre la base de desplazamientos de drenaje y sistemas de abanicos aluviales y sobre la base de desplazamientos de plutones (Hervé, 1987a). Desplazamientos similares, también, han sido observados en cuerpos plutónicos mesozoicos, que conforman la mayoría de los bloques alzados de la Cordillera de la Costa. En ellos se han encontrado diques subverticales desplazados sinistralmente por fallas de orientación submeridiana (Fig. 8).

Al sur del Salar del Carmen, las fallas muestran escasas evidencias de actividad reciente. En efecto, algunas de ellas cesaron su actividad en el Mio-



FIG. 5. Vista de Falla Mitilus, expuesta en el curso medio de la Quebrada Mejillones. La falla pone en contacto rocas volcánicas de la Formación La Negra, en el bloque occidental (A), con los depósitos continentales de la unidad de gravas colgadas, en el bloque oriental (B)



FIG. 6. Estrias de falla horizontales expuestas, en una mesofalla sintética de la Falla Mitilus. El observador se ubica al este del plano de falla, la flecha indica la posición de una acanaladura asimétrica evidenciando que el bloque faltante se movió horizontalmente hacia el norte. La escala, en posición horizontal, tiene 10 cm de longitud.

ceno superior (Hervé, 1987b). No obstante, al igual que el sector que se extiende al norte del Salar del Carmen, las fallas muestran importantes rechazos verticales. Un ejemplo notable de ello lo constituye la Falla Caleta Coloso (Fig. 4), que presenta un escarpe orientado nor-noreste, con una altura de 200 m. En este caso, el rechazo vertical, también queda marcado por diferentes litologías de los bloques ubicados a ambos lados de su traza. En el bloque occidental afloran rocas plutónicas mesozoicas con características de emplazamiento y deformación propias de niveles corticales profundos (Uribe y

Niemeyer, 1984; Roessling, 1987; González, 1996). En tanto que en el bloque oriental se exponen rocas estratificadas mesozoicas depositadas en niveles superficiales. Esto implica un alzamiento relativo del bloque occidental de varios kilómetros, a partir de, por lo menos, el Cretácico Inferior (Scheuber y Adriessen, 1990).

En el Cenozoico, los movimientos a lo largo de esta falla controlaron la deposición de la unidad de Gravas Colgadas en su bloque oeste, según una cuenca estrecha paralela a la orientación general de su traza. La actividad de esta falla habría termi-

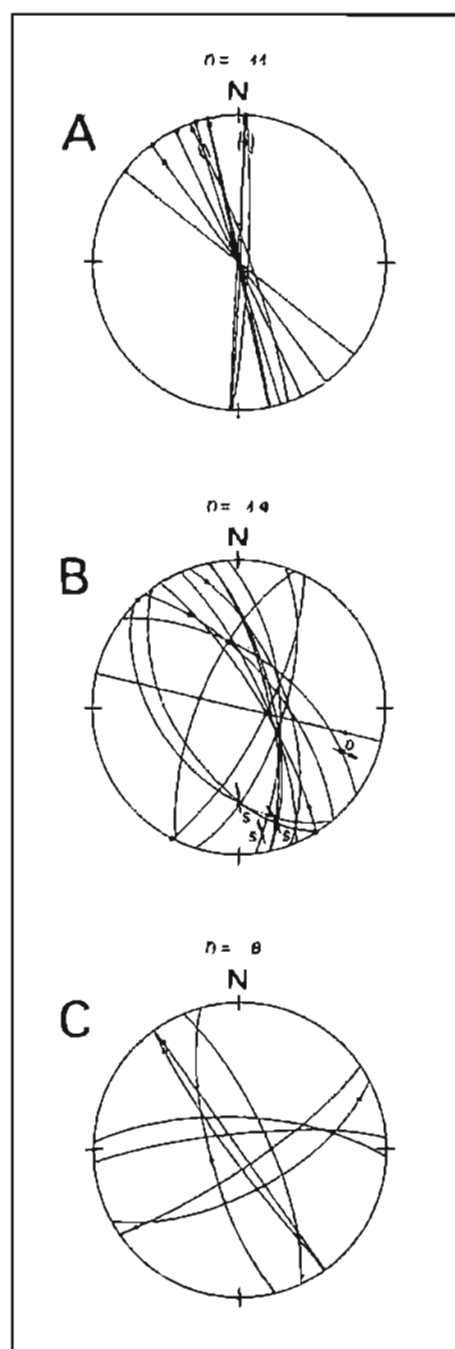


FIG. 7. Representación estereográfica de planos y estrias de mesofallas en la Cordillera de la Costa al norte de Antofagasta. A- Falla Cerro Gordo; B- Falla Aeropuerto; C- Falla Cerro Fortuna; S- sentido de movimiento sinistral; D- sentido de movimiento dextral. Los círculos mayores representan planos de falla, los puntos corresponden a lineales definidos por estrias de falla. Las flechas indican el sentido de movimiento del bloque colgante.

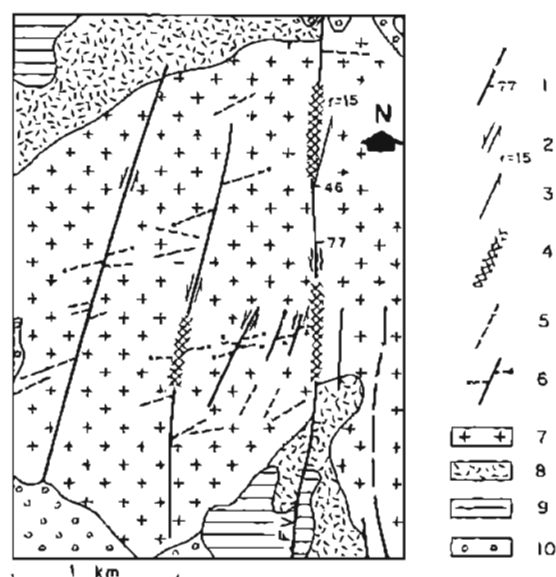


FIG. 8. Detalle de fallas transcurrentes cercanas a Falla Vinchuca (FV). 1- falla con valor del manteo; 2- sentido de transcurrancia; 3- barrido de estria de Falla; 4- zona de cataclasis; 5- diques subverticales no identificados a cada lado de las fallas; 6- diques identificados a cada lado de las fallas; 7- granitoides mesozoicos (Batolito de la Costa); 8- volcánicas de Formación La Negra (Jurásico); 9- sedimentitas de Formación La Negra (Jurásico); 10- gravas colgadas (Oligoceno-Mioceno).

nado antes del Plioceno superior, según observaciones llevadas a cabo en el sector de Caleta Coloso, donde ella no desplaza a los depósitos de la Terraza de Antofagasta (Martínez- De Los Ríos y Niemeyer, 1982).

PLATAFORMA COSTERA

En la Bahía de Antofagasta, la batimetría indica que la plataforma se encuentra abruptamente interrumpida por un cambio de pendiente, el cual se interpreta como una gran falla de orientación submeridiana, cuya expresión subaérea se conoce como Falla Los Metales, en las inmediaciones del Balneario de Juan López (Fig. 15, perfil 3). En la misma bahía, Arabasz (1971) determinó la ocurrencia de fallas activas que afectan tanto al basamento acústico como a la cobertura sedimentaria. Al observar sus perfiles geofísicos, se puede determinar la geometría que define estas fallas. Ellas forman una serie de bloques en escalón con descenso y basculamiento hacia el oeste de los bloques en

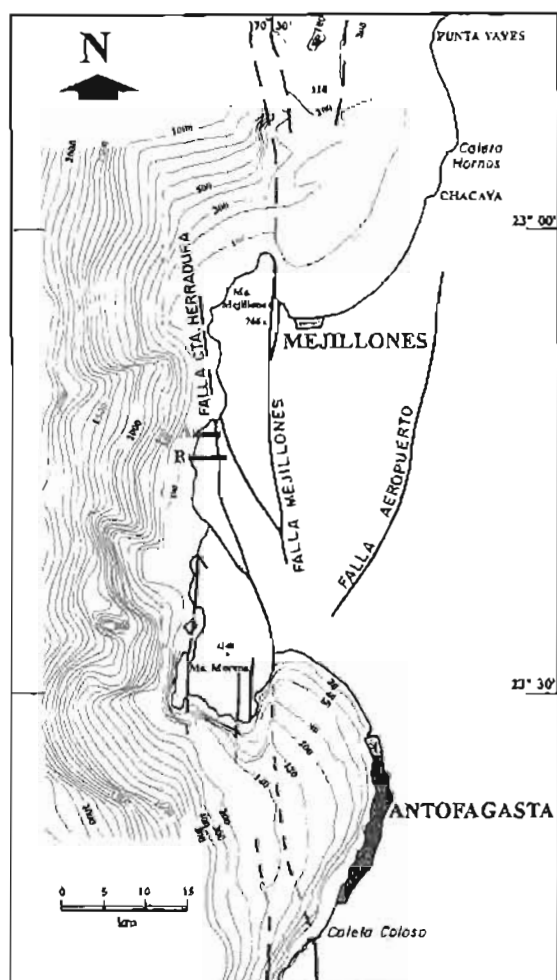


FIG. 9. Batimetría de la Plataforma costera sumergida en las inmediaciones de Antofagasta. Notar la prolongación de las fallas norte-sur en el fondo marino de la Plataforma, en especial las Fallas Caleta Herradura y Mejillones. También se notan posibles fallas transversales frente a Península de Mejillones. Notar el 'horst' sumergido frente a Punta Yayes. A y B indican la ubicación de los perfiles de la figura 10.

posición oriental respecto de las fallas. Dicha geometría es similar a la observada en el campo de fallas de Península de Mejillones, lo que sugiere que este campo se prolongaría en el fondo marino frente a Antofagasta (Fig. 9).

Al sur de la Bahía de Antofagasta, la plataforma costera reduce considerablemente su ancho, hasta alcanzar sólo 3-5 km. No se dispone de información relativa a las estructuras en este sector de la plataforma. Inmediatamente al norte de Península de

Mejillones, frente a Punta Yayes, existen antecedentes batimétricos que permiten inferir la existencia de una morfología de bloques alzados y deprimidos (Fig. 9), de manera similar a la topografía de Península de Mejillones.

En Caleta Patillos, al sur de Iquique, Padilla y Elgueta (1992) indicaron que la plataforma ocupa un ancho de 24 km y se angosta, notablemente, hacia el norte, frente a la ciudad de Iquique. En la mencionada caleta, estos autores detectaron una serie de bloques tectónicamente alzados y elongados paralelamente a la costa. De este modo, se demuestra que el mismo estilo estructural conformado por 'horst' y 'graben' se continúa dentro de la plataforma costera, más al norte del sector en estudio.

El prototipo de tectónica y sedimentación dominante en la plataforma costera, aparece expuesto en Península de Mejillones. Allí el control tectónico sobre la morfología se expresa en un relieve de tipo 'horst' y 'graben' simétricos y asimétricos, limitados por grandes fallas normales, entre las que destacan las Fallas Mejillones y Caleta Herradura (Fig. 4). Dichas estructuras presentan importantes rechazos verticales, que ponen en contacto rocas del basamento premesozoico con la cobertura sedimentaria marina cenozoica.

En el sector del 'graben' de Caleta Herradura y horst de Morro Jorgino, se realizaron dos perfiles estructurales (Fig. 10). El perfil de Caleta Herradura (Fig. 10A) muestra una sección completa del registro sedimentario mioceno-pleistoceno. Esta sección comienza con sedimentos de la Formación Caleta Herradura (Krebs *et al.*, 1992), cuyos estratos se encuentran basculados al oeste con un manejo de 15°. En discordancia angular sobre éstos, se apoyan los Depósitos de Cerro Bandurrias, con un basculamiento de 5°W. Sobre los Depósitos de Cerro Bandurrias se disponen depósitos aterrazados subhorizontales de la Formación Mejillones. En el margen occidental del 'graben', este relleno sedimentario se encuentra en contacto tectónico, mediante la Falla Caleta Herradura, con rocas del basamento premesozoico.

El segundo perfil se levantó a lo largo de Quebrada Los Huesos (Fig. 10B). Este difiere del anterior, en el hecho que muestra bloques de la Formación Caleta Herradura alzados tectónicamente en el margen oriental del Morro Jorgino. Estos se encuentran a una altura máxima de 200 m s.n.m.

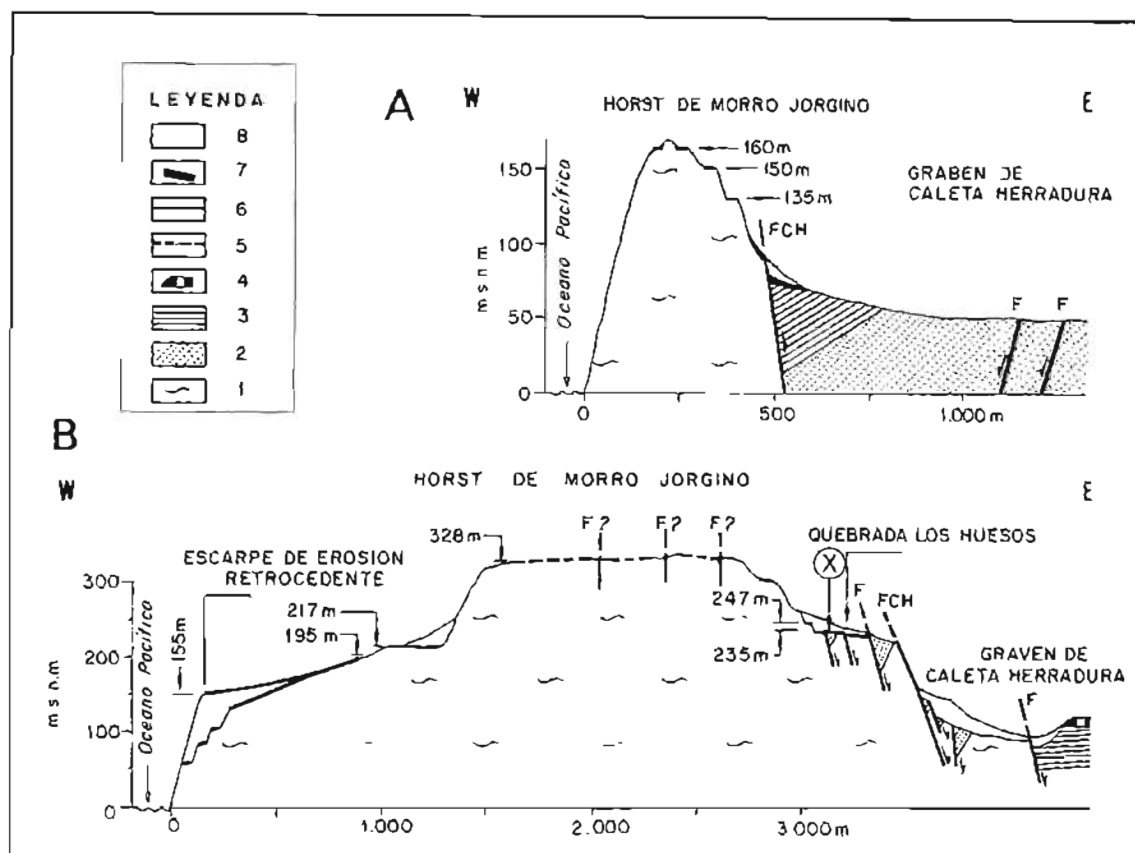


FIG. 10. Perfiles estructurales del Horst del Morro Jorgino y del Graben de Caleta Herradura. A- perfil de Caleta Herradura, B- Perfil de Quebrada los Huesos, 1- Basamento metamórfico; 2- Formación Caleta Herradura, areniscas y limolitas (Plioceno inferior); 3- depósitos de Cerro Bandurrias, areniscas y limolitas (Plioceno inferior); 4- depósitos de Cuesta del Burro, coquinas arenosas (Plioceno superior); 5- depósitos aterrazados de la cumbre del Morro Jorgino (Plioceno superior); 6- depósitos aterrazados del Plioceno superior; 7- depósitos aterrazados de conglomerados y areniscas coquinas (Plioceno); 8- depósitos de conos aluviales (Cuaternario). F- Falla normal; FCH- Falla Caleta Herradura; F?- falla inferida; m.s.n.m.: metros sobre el nivel del mar, X- lugar de la figura 11.

Tomando la base de la Formación Caleta Herradura como nivel de referencia, se puede estimar un rechazo vertical mínimo de 100 m. También, los depósitos de Cuesta del Burro (Plioceno superior), que afloran en la base del 'graben' de Caleta Herradura, se correlacionan con los de la rasa superior de Morro Jorgino, con un desnivel de 200 m (Fig. 3). Por otra parte, en ambos flancos de este 'horst', se disponen varios niveles aterrazados pleistocénicos. Estos presentan una diferencia de cota de entre 200 y 100 m respecto de niveles aterrazados, portadores de la misma fauna pleistocénica, que las terrazas entre Caleta Michilla y Caleta Hornos (Radtke, 1986; Leonard y Wehmiller, 1991)

Los alzamientos más recientes de Horst de Morro Jorgino aparecen evidenciados por fallas normales que afectan a los depósitos de terrazas pleistocénicas y a los aluvios que las cubren (Fig. 11), además por el truncamiento de conos aluviales recientes (Fig. 12), demostrando que las fallas aún continúan activas.

Cortando todo el relleno sedimentario cenozoico del 'graben' de Caleta Herradura, ocurren fallas normales dispuestas en sistemas conjugados de manteos tanto al oeste como al este, tanto a gran como a pequeña escala (Fig. 13). Estos sistemas tienen una notable expresión morfológica dada por pequeños escarpes que cortan la superficie de erosión



FIG. 11. Fallas normales en sector de Quebrada Los Huesos, flanco oriental de Morro Jorgino. Las fallas comprometen al Basamento metamórfico y a las Terrazas marinas pleistocénicas.



FIG. 12. Escarpe de falla cortando conos aluviales en el flanco oriental del Horst de Morro Jorgino. Vista al oeste.

del mencionado 'graben'. Los rechazos verticales disminuyen en magnitud desde el este hacia el oeste, así como también lo hace la densidad del fallamiento.

Se realizaron medidas de la actitud de estas fallas a lo largo de la playa de Caleta Herradura. Las medidas fueron realizadas considerando tres sectores: occidental, central y oriental. Los datos fueron representados en proyección equiareal (Fig. 14). No fue posible, con la sola excepción de Falla Caleta Herradura, realizar medidas fidedignas de estrías en fallas, por el deficiente estado de conservación de éstas. Sin embargo, los datos de rumbo y manto de las fallas no ofrecen dudas en cuanto a

su interpretación en la proyección. Efectivamente, en los diagramas se aprecia que las fallas conforman ejemplos de sistemas conjugados.

A partir de ellos, se pudo hacer una estimación de la orientación de los esfuerzos principales según los principios de Anderson (1942). En los tres casos se observa que el esfuerzo principal σ_1 se ubica cercano a la vertical, en tanto que el esfuerzo principal σ_3 es horizontal, con una orientación variable entre N75°W y N80°W. El ángulo dihedro entre los sistemas conjugados fluctúa entre 42° y 47°. Esta distribución de los esfuerzos es una prueba fehaciente de que las estructuras de Península de

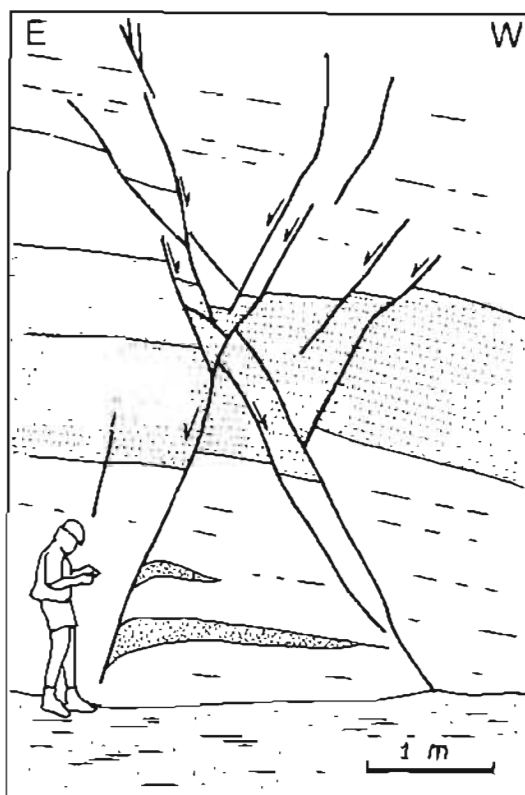


FIG. 13. Fallas normales conjugadas desplazando a sedimentitas de la Formación Caleta Herradura. Dibujo sobre fotografía.

Mejillones obedecen a un campo de esfuerzos extensionales y no compresionales como fue sugerido recientemente por Buddin *et al.* (1993). En particular, los autores de la presente nota no disponen de antecedentes para postular la existencia de una falla inversa al occidente del 'horst' de Morro de Mejillones, tal como lo indicaron esos autores.

TALUD CONTINENTAL

Las estructuras en este dominio aparecen muy bien representadas en los perfiles por sísmica de reflexión de Arabasz (1971), los cuales se reproducen modificados en Fig. 15. Ellas controlan una morfología de bloques alzados y deprimidos, que se prolongan hasta el mismo frente de subducción. Los bloques situados al este de las fallas presentan descenso y basculamiento al oeste.

Al sur de Antofagasta, el sector submarino cercano a la línea de costa, muestra una topografía irregular, en parte, debido a la actividad de fallas recientes y a procesos de acanalamiento del fondo marino. Una expresión notable de fallas ocurre entre 10 y 20 km al oeste de la línea de costa. Allí, grandes fallas afectan tanto al basamento acústico como a la cobertura sedimentaria. La interfase basamento-cobertura evidencia rechazos verticales de hasta 60 m, con alzamiento del bloque occidental de las fallas. En un sector existe un desnivel topográfico de 750 m, sobre el bloque alzado ocurren sedimentos colgados que se asemejan a los n veles aterrazados de la cumbre del Morro Jorgino (Perfil 45 de Arabasz, 1971, reproducido en Fig. 15).

Frente a Península de Mejillones, a ca. 5.000 m b.n.m., Ferraris (1979) dio cuenta de, por lo menos, cinco escalones de falla en aquel sector donde la fosa alcanza su máxima profundidad (Fig. 2). Sin embargo, el rasgo tectónico de mayor importancia lo constituye la Falla Antofagasta (FA Fig. 2). Estas irregularidades del fondo marino reflejan la gran inestabilidad tectónica del dominio del talud continental próximo a la zona de subducción, donde se produciría el colapso gravitacional de bloques hacia el eje de la fosa.

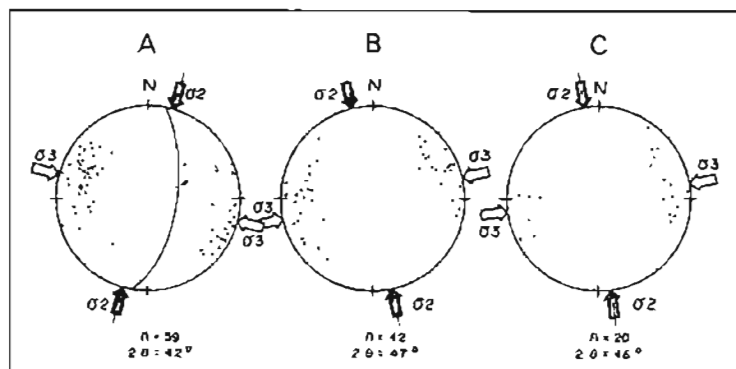


FIG. 14. Representación estereográfica de fallas normales conjugadas medidas a lo largo de Caleta Herradura. A- sector occidental; B- sector central y C- sector oriental. Los puntos representan polos de planos de falla. El círculo mayor en A representa la Falla Caleta Herradura, la flecha indica sentido de movimiento del bloque colgante obtenido por medición de estrías. σ_2 es el ángulo diedro entre planos de falla conjugadas; σ_2 , orientación del esfuerzo principal intermedio; σ_3 orientación del esfuerzo principal menor.

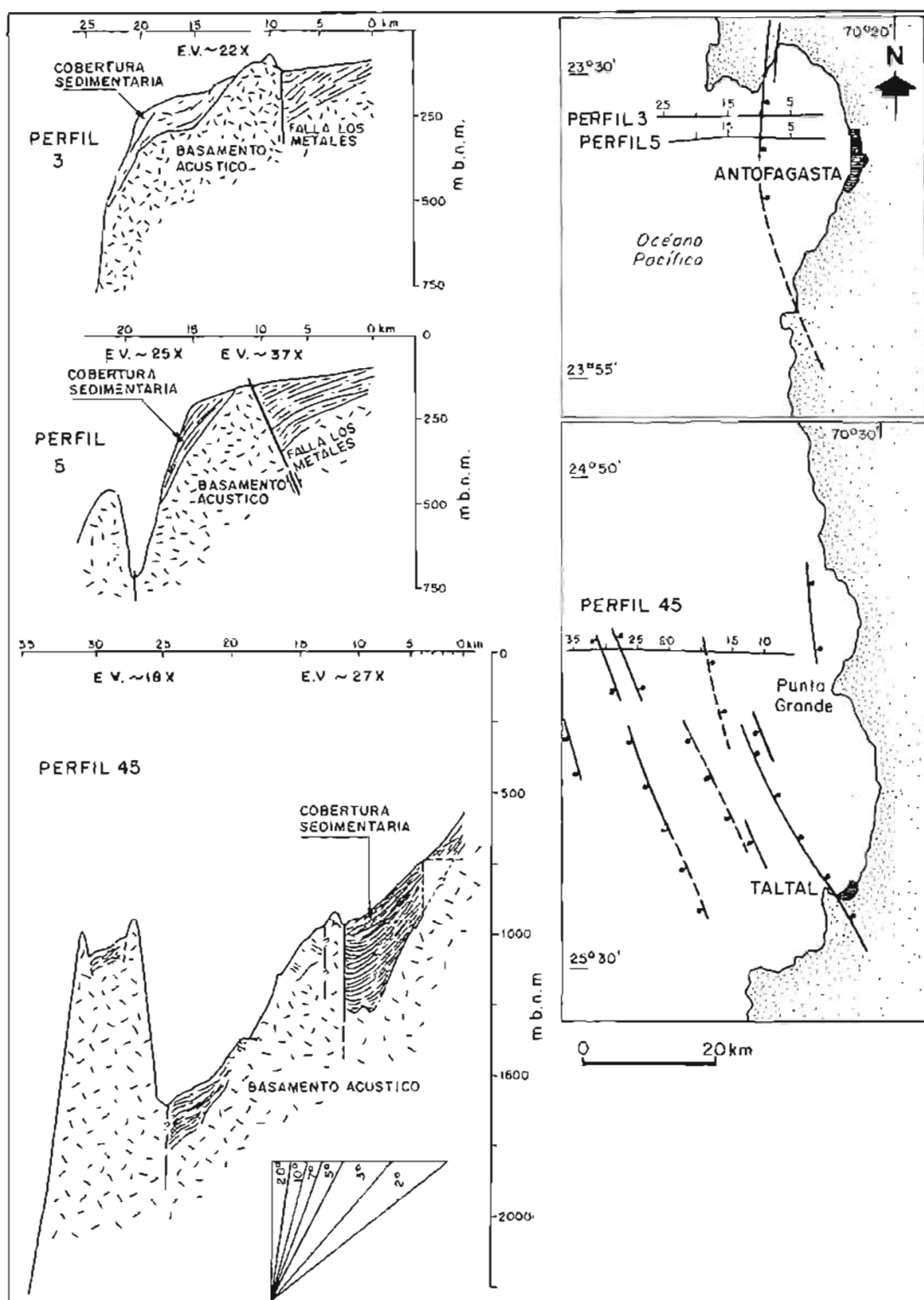


FIG. 15. Perfiles acústicos en el talud continental, modificados de Arabasz (1971). Notar la expresión de la Falla Los Metales en la bahía de Antofagasta al sur de Península de Mejillones, identificada en los perfiles 3 y 5. El Perfil 45 muestra la presencia de bloques alzados / deprimidos, con entrapamiento de sedimentos en cuencas colgadas del talud continental.

INTERPRETACION TECTONICA DE LOS DOMINIOS MORFOESTRUCTURALES

Los desplazamientos tectónicos cuaternarios más recientes, en la Cordillera de la Costa, son del tipo transcurrente, en tanto que en los dominios de la plataforma costera y talud continental son de tipo extensional. La deformación extensional de estos dos últimos dominios puede explicarse como consecuencia de una intensa erosión tectónica que ha afectado al margen continental desde comienzos del Mesozoico (Giese y Reutter, 1987; Stern, 1991; Stern y Mpodozis, 1991). La condición estructural, impuesta por las fallas, se refleja en la distribución, características y variaciones de facies de las unidades estratigráficas cenozoicas aflorantes en los diferentes dominios morfotectónicos.

CORDILLERA DE LA COSTA

En este dominio, la única evidencia para inferir desplazamientos verticales normales, está dada por la morfología de 'horst' y 'graben' asimétricos que se extienden desde Cobija hasta Caleta El Cobre. El análisis detallado que deriva de la observación directa de los planos de falla, indica que ellas tienen desplazamientos principalmente transcurrentes. Esto es válido para las fallas Caleta Coloso (González y Figueroa, 1991), Militus, Aeropuerto, Cerro Gordo y Cerro Fortuna (Fig. 4). Evidencias de desplazamientos transcurrentes también provienen de las numerosas fallas transcurrentes sinistres encontradas al interior de los bloques alzados. Estos hechos permiten postular la siguiente hipótesis respecto de la deformación en este dominio. Los desplazamientos verticales serían anteriores a los movimientos transcurrentes. Estos movimientos podrían haber ocurrido con anterioridad al Mioceno, como Hervé (1987) lo ha demostrado para la Falla Paposo. La extensión se habría producido con posterioridad a la deposición de las Gravas Colgadas, es decir, sería post Oligoceno-Mioceno, debido a que muchas fallas cortan y desplazan a estos depósitos. Así, los movimientos transcurrentes serían un fenómeno posterior, asignable al Reciente, y de carácter local (Armijo y Thiele, 1990). Efectos de esta transcurrentencia se observan también en los llanos que se extienden al oeste del camino que aparta a Mejillones desde la Ruta a Tocopilla (observaciones inéditas de dos de los autores del presente trabajo, HN y GG).

PLATAFORMA COSTERA

Para los efectos de la interpretación tectónica de la plataforma costera se toma la península de Mejillones como su prototipo, debido a que sus características tectónicas aparecen muy bien expuestas por sobre el nivel del mar. Este dominio queda caracterizado por un típico campo de fallas normales, activo entre el Mioceno y el Reciente.

Las estructuras más importantes de dicho campo de fallas están dadas por las fallas Mejillones y Caleta Herradura (Fig. 4). Esta última exhibe una actividad continua a partir del Mioceno. En una primera etapa, controló la creación y subsidencia de una cuenca sedimentaria, donde se depositaron las limolitas y diatomitas de la formación Caleta Herradura. Desde fines del Mioceno y comienzos del Plioceno hasta el Reciente, estas estructuras tuvieron movimientos episódicos. Estos controlaron la evolución sedimentaria de cuencas entrampadas en la parte central y oriental de la península de Mejillones. Lo anterior queda muy bien ilustrado por el aporte de sedimentos gruesos, desde escarpes de falla activos, dirigidos hacia la parte central de la cuenca asociada a la falla de Caleta Herradura (intercalación de brechas en los Depósitos de Cerro Bandurrias). Los movimientos episódicos, también, aparecen registrados por basculamientos sucesivos del piso de la cuenca en las adyacencias de la falla Caleta Herradura. Allí se observan bloques que han sufrido rotación hacia el oeste, lo cual ha quedado registrado por una discordancia angular entre la formación Caleta Herradura y los Depósitos de Cerro Bandurrias.

Los drásticos cambios de facies observados en el límite entre los Depósitos de Cerro Bandurrias y los Depósitos de Cuesta del Burro, son indicativos de que en el paso del Plioceno inferior al Plioceno superior se produjo una emersión tectónica generalizada de la península de Mejillones, que se tradujo en una discordancia de erosión. Durante esta emersión se desarrolló un arrasamiento del piso del 'graben' al mismo nivel de la cumbre de los morros Jorgino y Mejillones (altura actual de 766 y 403 m s.n.m., respectivamente). De esta manera, dicha superficie de arrasamiento pasó a constituir la terraza más antigua (Plioceno superior) preservada en

la península. Los desniveles actualmente existentes, entre la rasa superior de las cumbres de los morros Jorgino y Mejillones y sus equivalentes aterrazados de la Cordillera de la Costa, son testigos de la magnitud de los rechazos verticales posteriores al Plioceno superior, que en este caso son del orden de los 300 m (Fig. 3).

Durante el Pleistoceno los 'horst' de Morros Jorgino y Mejillones experimentaron un alzamiento progresivo que causó el desarrollo de terrazas marinas en sus flancos, a medida que estos bloques se alzaban. Cada una de estas terrazas fue labrada sobre un relieve directamente producido por fallas. En un último estadio de la evolución tectónica cenozoica de la península de Mejillones se observa un recorte de conos aluviales, por conspicuos escarpes de falla (Fig. 13), demostrando que las fallas aún se encuentran activas en la actualidad. Restos de sucesivos niveles regresivos de costas recientes se observan a distintas cotas, en los llanos que se extienden entre el balneario de La Portada y Mejillones, y fueron dibujados de fotografías aéreas por Okada (1971). Ellos son testigos de la emersión tectónica más reciente de la península de Mejillones.

TALUD CONTINENTAL

El talud continental marca un descenso escalonado desde la plataforma costera hasta el frente de subducción. Sus estructuras muestran gran similitud con las fallas expuestas en Península de Mejillones. De este modo, es posible pensar que la península de Mejillones y el talud pertenecen a un mismo campo de fallas. Desde este punto de vista, la extensión este-oeste, observada en Península de Mejillones no constituye un fenómeno local (Armijo y Thiele, 1990), sino que, por el contrario, sería un fenómeno compartido por la plataforma costera y el talud continental.

Las estructuras de este dominio, al igual que las de Península de Mejillones (plataforma costera), parecen haber comenzado su actividad en el Mioceno, cuando esta franja alcanzó, por erosión tectónica, una posición próxima al frente de subducción. Respecto de su relación con la Zona de Falla de Atacama, se puede indicar que esta zona de falla constituye un dominio tectónico heredado de una actividad mesozoica que abarca una extensión más occidental, y que su ancho fue reducido por la subsidencia de bloques de corteza, al avanzar hacia el este, el campo de esfuerzos extensionales.

EROSIÓN TECTÓNICA DEL MARGEN CONTINENTAL

En trabajos recientes se ha demostrado que en un margen convergente de tipo destructivo, no solamente se erosiona el margen continental, sino que también se produce una erosión subcortical. Este último fenómeno produce un adelgazamiento del bloque cabalgante (Scholl *et al.*, 1980; von Huene y Lallemand, 1990; Kay, 1991). Ambos factores imponen un campo de esfuerzos extensionales que genera un masivo colapso de la zona de antearco próxima al frente de subducción. De esta forma, la ingestión de bloques de corteza continental, en la zona de subducción, produce un efecto similar al generado por las estructuras de dominio. Al desaparecer un bloque, se genera un espacio adicional que induce el colapso asimétrico y progresivo de bloques hacia la fosa. La deformación tectónica extensional, que caracteriza a los dominios de la plataforma costera y del talud continental, puede ser explicada por una erosión tectónica prolongada, que habría estado activa durante gran parte del Meso-

zoico y Cenozoico.

En el norte de Chile existen numerosos argumentos para inferir una importante erosión tectónica por subducción. Algunos autores han sugerido que este proceso habría consumido del orden de 140-200 km de corteza continental (Giese y Reutter 1987; Stern, 1991; Stern y Mpodozis, 1991), durante gran parte del Mesozoico y Cenozoico. Uno de los primeros autores en sugerir la desaparición de bloques de corteza continental y su posterior ingestión en el frente de subducción fue Miller (1970). Este hecho puede dar cuenta de la persistente tendencia al alzamiento de la península de Mejillones, dentro de un margen continental marcado por el colapso.

La segmentación del margen continental por juegos de fallas normales, expresada notablemente en península de Mejillones, puede ser explicada por erosión tectónica de este margen. Argumentos fehacientes en este sentido pueden observarse en una serie de perfiles sísmicos realizados por el

grupo de científicos del Proyecto CINCA (R. Von Huene, W. Weinrebe y F. Heeren, 1995, comunicación escrita). Según estos perfiles, la escasa extensión de la plataforma sumergida frente a Antofagasta,

se encuentra interrumpida por una gran falla que marca el desacople de todo el talud continental colapsado (Falla Antofagasta, FA, Fig. 2 de la presente contribución).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

El hecho de que no existan unidades sedimentarias marinas premiocénicas, tanto en la plataforma costera como en el talud continental (Padilla y Elgueta, 1992), permite afirmar que la transgresión miocénica marca el momento del colapso del margen continental. Desde ese momento en adelante, el margen continental sufrió un importante efecto de erosión marina, que se tradujo en la formación del acantilado costero (Paskoff, 1978, 1979). Con este modelo es posible explicar el ambiente extensional imperante en el Cenozoico, dentro de los dominios de la plataforma costera y talud continental. De este modo, la discordancia angular que separa la Formación Caleta Herradura (Mioceno) de los Depósitos de Cerro Bandurrias (Plioceno inferior), atribuida anteriormente por Martínez-Pardo (1980) a una fase orogénica compresiva con referencia a la 'Fase Quechua' de Aubouin y Borrello (1970) no tendría tal significado. Ella se debería, en realidad, a un basculamiento de bloques dentro de un campo de fallas normales.

La traza lineal del acantilado costero, no necesariamente, implica que se encuentra directamente relacionado con la existencia de una gran y única falla, tal como ha sido sugerido por Armijo y Thiele (1990). Sólo indicaría que, en un paisaje extremadamente árido, la erosión marina ha sido mucho más importante que otros agentes erosivos en el modelado de la costa. Por lo demás, los estudios de campo (Niemeyer *op. cit.*) señalan que no existe

una falla directamente asociable al acantilado costero. Esta circunstancia ya había sido señalada por Paskoff (1978-1979), destacando el papel de la erosión retrocedente en la génesis de dicho acantilado. La hipótesis de Armijo y Thiele (1990) plantea que tal falla se relacionaría, con un hipotético quiebre drástico de manto en la Zona de Benioff-Wadati. Al respecto, se puede señalar que los estudios geofísicos recientes sólo acusan un cambio de ese tipo ca. 100 km al interior del Continente (Comte *et al.*, 1993) y no por debajo del acantilado costero.

Considerando que tanto la Cordillera de la Costa como la península de Mejillones están marcadas por una persistente tendencia al alzamiento, por lo menos a partir del Plioceno, es posible concluir que el colapso y el levantamiento de la Cordillera de la Costa son eventos más o menos contemporáneos. Es probable que, el alzamiento de estos dos importantes rasgos morfológicos obedezca a un rebote elástico de la corteza al producirse el colapso del talud continental.

Debido a que la deformación transcurrente sinistral se expresa, exclusivamente, en la Cordillera de la Costa en la actualidad, se puede inferir que ello es sólo un fenómeno local, no directamente ligado con el colapso del margen continental. Como el vector actual de subducción se encuentra dirigido al este-noreste (Pardo-Casas y Molnar, 1987), se puede descartar que la transcurrencia sinistral corresponda directamente al efecto de subducción oblicua.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado por la Dirección de Investigaciones de la Universidad Católica del Norte, a través de los Programas de Investigación en Geología Regional y Petrología del Departamento de Ciencias Geológicas. La Sra. V. Núñez

digitó el primer manuscrito. El Sr. L. Jofré confeccionó los dibujos; el Sr. E. Bustamente colaboró en el levantamiento de los perfiles estructurales; el Sr. E. Valdebenito facilitó gentilmente, en numerosas ocasiones, un ejemplar de su memoria. El Profesor K-

J. Reutter (FU, Berlín), el Dr. J. Cembrano y la señora S. Elgueta (U. de Chile) revisaron el manuscrito, contribuyendo activamente a su mejoramiento.

to. C. Mpodozis (SERNAGEOMIN) aportó sugerencias en la última fase de edición de este manuscrito.

REFERENCIAS

- Anderson, E.M. 1942. The Dynamics of faulting, 1st. edition. *Oliver and Boyd*, 206 p. Edinburgh.
- Arabasz, W.J. 1971. Geological and geophysical studies of the Alacama Fault Zone in Northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), *California Institute of Technology*, 264 p. Pasadena.
- Armijo, R.; Thiele, R. 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 98, p. 40-61.
- Aubouin, J.; Borrello, A.V. 1970. Regard sur la géologie de la Cordillère des Andes: relais paléogéographique et cycles orogéniques superposés; le Nord Argentin. *Société Géologique de France, Bulletin, Serie 7*, Vol. 12, No. 2, p. 246-260.
- Baeza, L. 1984. Petrography and tectonics of the plutonic and metamorphic complexes of Limón Verde and Mejillones Peninsula, Northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Eberhard-Karls Universität*, 205 p. Tübingen.
- Brown, M.; Dallmeyer, D.; Gocoll, J. 1993. Tectonic controls on Mesozoic Arc Magmatism in Northern Chile. *Andean Geodynamics. Second ISAG*, p. 167-170. Oxford.
- Buddin, T.; Stimpson, I.; Williams, G. 1993. North Chilean forearc tectonics and Cenozoic plate kinematics. *Tectonophysics*, Vol. 220, p. 193-203.
- Casamiquela, R.; Chong, G. 1975. Iconitas (Mammalia equidae?) en rocas del Pliopleistoceno de la Costa Provincia de Antofagasta, Chile. In *Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas*, Vol. 2, No. 1, p. 621-631. Tucumán.
- Comte, D.; Pardo, M.; Dorbath, L.; Haessler, H.; Rivera, L.; Cisterna, A.; Ponce, L. 1991. Sismicidad en torno a Antofagasta, norte de Chile: Análisis de datos locales. In *Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas*, Vol. 1, p. 842-846. Viña del Mar.
- Ferrans, F. 1979. Antecedentes geológicos del borde continental del norte de Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas*, Vol. 1, p. A2-A23. Arica.
- Ferrans, F.; Di Biase, F. 1978. Hoja Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 30, 48 p.
- García, F. 1957. Geología del Norte Grande de Chile. Symposium sobre el Geosinclinal Andino, No. 3, 1962. *Sociedad Geológica de Chile*, 138 p.
- Giese, P.; Reutter, K.J. 1987. La movilización de la Corteza de los Andes Centrales. Investigaciones alemanas recientes en Latinoamérica. In *Geología* (Miller, H.; editor). *Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, Instituto de Colaboración Científica*, 136 p. Tübingen.
- González, G. 1998. Evolución tectónica de la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Chile): con especial referencia a las deformaciones sinmagmáticas del Jurásico-Cretácico Inferior. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Band 181*. Tesis de Doctorado (Unpublished), *Freie Universität*, 111 p. Berlin.
- González, G.; Figueroa, O. 1991. Análisis tectónico de la Zona de Falla Caleta Coloso, sur de Antofagasta, Chile: una zona de cizalla de dominio dúctil y rígido. In *Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas*, Vol. 1, p. 693-696. Viña del Mar.
- Groccoll, J.; Taylor, G.; Treolar, P.; Wilson, J. 1995. Magmatic arc fault systems in the Mesozoic of Northern Chile. In *Andean Geoscience Workshop, Abstracts. Kingston University*, p. 14.
- Giese, P.; Reutter, K.J. 1987. La movilización de la Corteza de los Andes Centrales. Investigaciones alemanas recientes en Latinoamérica. In *Geología* (Miller, H.; editor). *Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, Instituto de Colaboración Científica*, Tübingen.
- Hartley, A.J.; Jolley, J. 1995. Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22-24°S). *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 152, p. 51-63.
- Herm, D. 1969. Marines Pliozän in Nord und Mittel Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Molluskenfaunen. *Zitteliana*, Vol. 2, p. 1-159.
- Hervé, M. 1987a. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla Alacama al norte de Paposo (24°S). Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, p. 37-42.
- Hervé, M. 1987b. Movimiento normal de la Falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, p. 31-36.
- Ibaraki, M. 1990. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene of Caleta Herradura de Mejillones, northern Chile. In *Reports of Andean Studies* (Tsuchi, R.; editor). *Shizuoka University, Special Volume*, No. 3, p. 9-16.
- Kay, S.M. 1991. Miocene 'flat-slab' volcanic rocks as guides to lithospheric processes in the Central Andes (25-33°S). In *Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas*, Vol. 1, p. 579-583. Viña del Mar.
- Koizumi, I. 1990. Miocene to Pliocene marine diatoms from Caleta Herradura de Mejillones section, Chile. In *Reports of Andean Studies* (Tsuchi, R.; editor). *Shizuoka University, Special Volume*, No. 3, p. 17-22.
- Krebs, W.; Aleman, A.; Padilla, H.; Rosenfeld, J.; Niemeyer,

- H. 1992. Age and paleoceanographic significance of the Caleta Herradura diatomite, Península de Mejillones, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 1, p. 75-81.
- Leonard, E., Wehmiller, J. 1991. Geochronology of marine terraces at Caleta Michilla, Northern Chile, implications for late Pleistocene and Holocene uplift. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18, No. 1 p. 81-86.
- Martínez-Pardo, R. 1980. Hallazgo de Mioceno marino en la Península de Mejillones, Antofagasta, Chile. In *Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, No. 2 y *Congreso Latinoamericano de Paleontología*, No. 1, Actas, Vol. 3, p. 57-66.
- Martínez-De los Ríos, E.; Niemeyer, H. 1982. Depósitos marinos aterrazados del Plioceno superior en la ciudad de Antofagasta, su relación con la Falla de Atacama. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 3, Actas, Vol. 1, p. A176-A188. Concepción.
- Miller, H. 1970. Das problems des hypothetischen 'pazifischen kontinentes' gesehen von der chilenischen pazifikküste. *Geologische Rundschau*, Vol. 59, p. 927-938.
- Mortimer, C.; Saric, N. 1975. Cenozoic studies in northernmost Chile. *Geologische Rundschau*, Vol. 64, No. 2, p. 395-420.
- Naranjo, J. 1987. Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de falla de Atacama, Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, p. 43-55.
- Naranjo, J., Paskoff, R. 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Amarugal, Norte de Chile (18°-21°S). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, Vol. 3, p. 149-165.
- Naylor, M.A., Mandl, G., Sijpesteijn, C.H.K. 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, Vol. 7, No. 8, p. 737-752.
- Okada, A. 1971. On the neotectonics of the Atacama fault zone region: Preliminary notes on Late Cenozoic and geomorphic development of the Coast Range of northern Chile. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, Vol. 3, p. 47-65.
- Padilla, H., Krebs, W.; Aleman, A.; Rosenfeld, J. 1990. Significado paleoceanográfico de diatomitas neógenas en Península de Mejillones, Antofagasta. In *Procesos y productos de deposición en el ámbito andino. Simposio sobre el Terciario de Chile*, No. 2, Actas, p. 235-244. Concepción.
- Padilla, H.; Elgueta, S. 1992. Neogene marine deposits of Caleta Paillos, Northern Chile: Their relationship with neogene sediments of the Mejillones Peninsula. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 1, p. 83-89.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 5, p. 233-248.
- Paskoff, R. 1978-1979. Sobre la evolución geomorfológica del Acantilado costero del Norte Grande de Chile. *Universidad de Chile, Instituto Geográfico, Norte Grande*, No. 6, p. 7-22.
- Radtke, U. 1986. Untersuchungen zur neotektonischen Beeinflussung jungquartärer mariner Terrassen in Nord- und Mittelchile. In *Berliner geowissenschaftliche abhandlungen. Coloquio Geocientífico Latinoamericano, Volumen especial, Parte A*, No. 10, p. 19-21. Berlin.
- Reutter, K.J., Heinsohn, W.D.; Scheuber, E.; Wigger, P. 1991. Crustal Structure of the Coastal Cordillera near Antofagasta, northern Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Actas, Vol. 1 p. 862-866.
- Roessling-R. 1987. Petrologie in einem Stockwerk des jurassischen magmatischen Bogens in der nordchilenischen Küstenkordillere südlich von Antofagasta. Tesis de Doctorado (Unpublished). *Freie Universität*, 125 p. Berlin.
- Scheuber, E., Adriansen, P.A. 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama Fault Zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, p. 243-257.
- Scholl, W.; von Huene, R.; Vallier, T.; Howell, D. 1980. Sedimentary masses and concept about processes at underthrust ocean margins. *Geology*, Vol. 8, p. 564-568.
- Stern, C. 1991. Role of subduction erosion in the generation of the Andean magmas. *Geology*, Vol. 19, p. 78-81.
- Stern, C.; Mpodozis, C. 1991. Geologic evidence for subduction erosion along the west coast of central and northern Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Actas, Vol. 1, p. 205-207. Viña del Mar.
- Tchalenko, J. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society American, Bulletin*, Vol. 81, 1625-1640.
- Tsuchi, R.; Shuto, T.; Takayama, T.; Fijuiyoshi, A.; Koizumi, I.; Ibaraki, M.; Martínez-Pardo, R. 1988. Fundamental data on cenozoic biostratigraphy of Chile. In *Reports of Andean Studies* (Tsuchi, R.; editor). *Shizuoka University, Special Volume*, No. 2, p. 71-95.
- Uribe, F.; Niemeyer, H. 1984. Franjas miocénicas en la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Cuadrángulo Cerro Cristales, 24°00'-24°15'S) y la distribución del Basamento precámbrico. *Revista Geológica de Chile*, No. 23, p. 87-91.
- Valdebenito, R. 1979. Geología de las Fosforitas-Mejillones. Memoria de título (Inédita), *Universidad de Chile*, 154 p.
- von Huene, R.; Lallemand, S. 1990. Tectonic erosion along Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 102, p. 704-720.