

ESTADO DE CONOCIMIENTO DE LAS MEGAFALLAS EN CHILE Y SU SIGNIFICADO TECTONICO

MEGAFaultS IN CHILE: A REVIEW

FRANCISCO HERVE Y RICARDO THIELE

Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.

RESUMEN

Los estudios geológicos de megafallas realizados hasta el presente permiten destacar en el territorio de Chile tres zonas de falla principales: La zona de falla Atacama (ZFA, Norte de Chile), la zona de falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO, Sur de Chile) y la zona de falla Magallanes (ZFM, extremo austral de Chile). Estas tres zonas de falla son subparalelas al borde continental y constituyen dominios claves para una comprensión de fenómenos tectónicos ligados a una zona de convergencia de placas. Su actividad tectónica ha perdurado a través del tiempo y ella ha sido detectada desde el Jurásico Superior para la ZFA y desde el Terciario para la ZFLO y ZFM; ésta siempre aparece asociada a procesos geológicos mayores, tales como plutonismo, volcanismo, mineralización y orogénesis.

ABSTRACT

Three main megafaults have been considered in the Chilean territory: The Atacama fault zone (ZFA, northern Chile), the Liquiñe-Ofqui fault zone (ZFLO, southern Chile) and the Magallanes fault zone (ZFM, southern extreme). These three fault zones are subparallel to the continental margin and constitute clue elements for the understanding of tectonic phenomena related to convergent plate margins. Their tectonic activity is long lasting, it started in the late Jurassic (ZFA) and in the Tertiary at the ZFM and ZFLO. This activity is related to major geologic processes as plutonism, volcanism, mineralization and orogenesis.

INTRODUCCION

El presente trabajo entrega una versión integrada y resumida del conocimiento geológico que se tiene sobre las megafallas más importantes existentes en el territorio chileno. En él se incluye información contenida en trabajos que se citan en las referencias, suplementada por observaciones de los autores, cuya experiencia en el tema se limita a ciertas regiones del país.

Para cada *zona de falla* se da una relación de su distribución, su expresión morfológica o representación geográfica y sus características como lineamientos en imágenes satelitarias. A continuación, y en los casos que ello es posible, se informa sobre el tipo de movimiento detectado en ellas, características de las rocas de falla en su traza y, basado en antecedentes geológicos o geocronológicos, edad de los movimientos ocurridos en ella. Se entrega además una síntesis de los fenómenos geológicos relacionados y del significado tectónico de la megaestructura.

Las limitaciones en un artículo de esta naturaleza son múltiples y es por ello que él pretende, más que nada, ser un estímulo a nuevos estudios integrados de las megafallas del país. Corresponde también a parte del incremento del conocimiento del tema generado durante el desarrollo del Proyecto N° 202 del Programa Internacional de Correlación Geológica "*Megafallas de Sud América*".

Antecedentes generales

Los estudios geológicos en torno a *megafallas* realizados hasta el presente se centran en tres zonas de fallas principales. Estas son la zona de falla Atacama (ZFA), en el sector norte del territorio; la zona de falla Liquiñe Ofqui (ZFLO), en el sur de Chile; y la zona de falla Magallanes (ZFM), en el extremo austral del país (Fig. 1).

Además de las zonas de falla principales señaladas, existen otras *megafallas* importantes a lo largo del territorio chileno, sobre las cuales los antecedentes geológicos son escasos y limitados a sectores puntuales. Entre éstas, están una serie de accidentes, alineados pero no continuos, que se desarrollan esencialmente en el flanco occidental de la cordillera Principal. No serán abordados integralmente en este trabajo, que se limitará a nombrarlos y a señalar sus relaciones con los rasgos geológicos y/o morfológicos más sobresalientes del sector.

LA ZONA DE FALLA ATACAMA (ZFA)

Es una megaestructura lineal que se extiende, de norte a sur, a lo largo del flanco oriental de la cordillera de la Costa. Se le conoce desde aproximadamente los 20°30'S, al sur de Iquique, hasta los 29°30'S, al norte de La Serena, por una extensión de 1.100 km (Fig. 2).

Primeramente fue reconocida al sur de Taltal como *falla Atacama* (Saint Amand y Allen, 1960), quienes sugirieron su continuación hacia el norte, a lo largo de la *falla Salar del Carmen* (Fig. 3). Según estos mismos autores, la *falla Atacama* está desplazada por la *falla Taltal* en unos 10 km al oeste (Saint Amand y Allen, 1960; Arabasz, 1968; 1971). Su continua-

zona de falla penetra en el mar, en la bahía Nuestra Señora (25° 20'S), donde según Arabasz (1971), podría alcanzar hasta el eje de la fosa Chile - Perú.

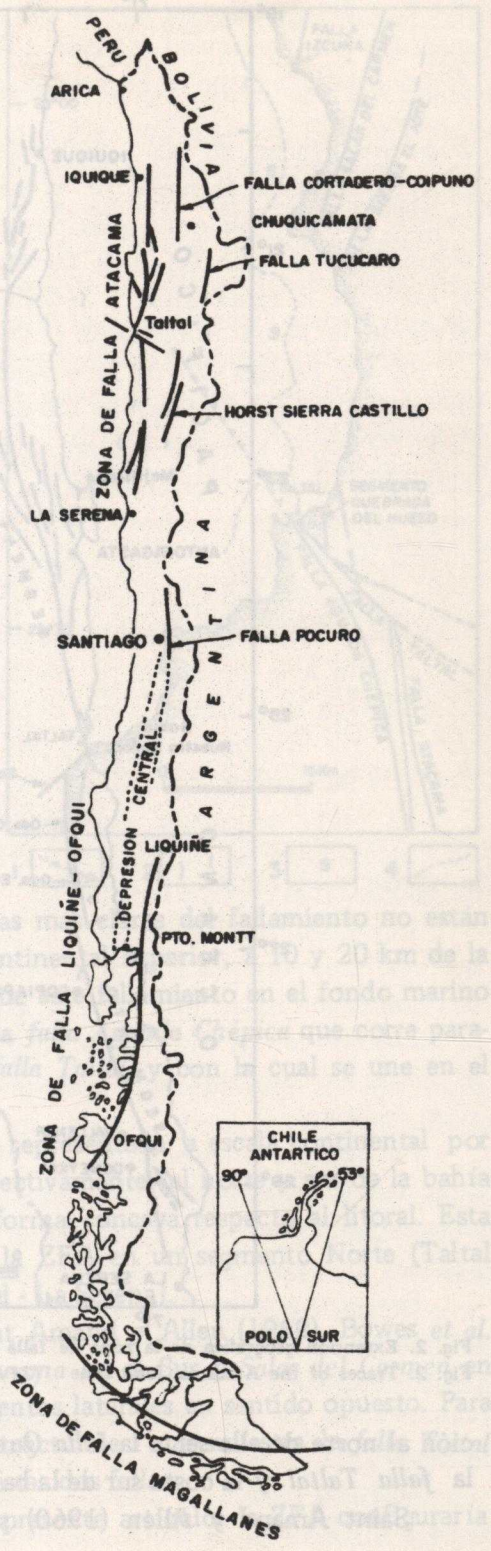
Fig. 2. Distribución de las fallas en las proximidades de Bahía Nuestra Señora (según Arabasz, 1971). (1) Falla normal, indicando bloque hundido. (2) Falla probable o posible indicando masivo hacia el lado sur. (3) Deslizamiento probable. (4) Señales de pendiente de la plataforma continental.

Fig. 3. Distribution of faults near Nuestra Señora bay (after Arabasz, 1971). (1) Normal fault, indicating subsided block. (2) Probable or possible fault, indicating mass toward southward side. (3) Probable slumping. (4) Shelf break.

Frente a la bahía las evidencias en el shelf. Uno en la pendiente continental de la costa (Arabasz, 1971). Es posible que la continuidad hacia el NW de la falla sea a la falla Atacama al S de la falla de Ofqui.

Fig. 1. Distribución geográfica de las megafallas mencionadas en el texto.
Fig. 1. Geographic distribution of the megafaults mentioned in the text.

(1961) consideraron a las fallas el Norte distales y con desplazamiento opuesto. Para el caso de la falla de Ofqui, se ha observado un desplazamiento opuesto a la falla de Atacama al S de la falla de Ofqui.



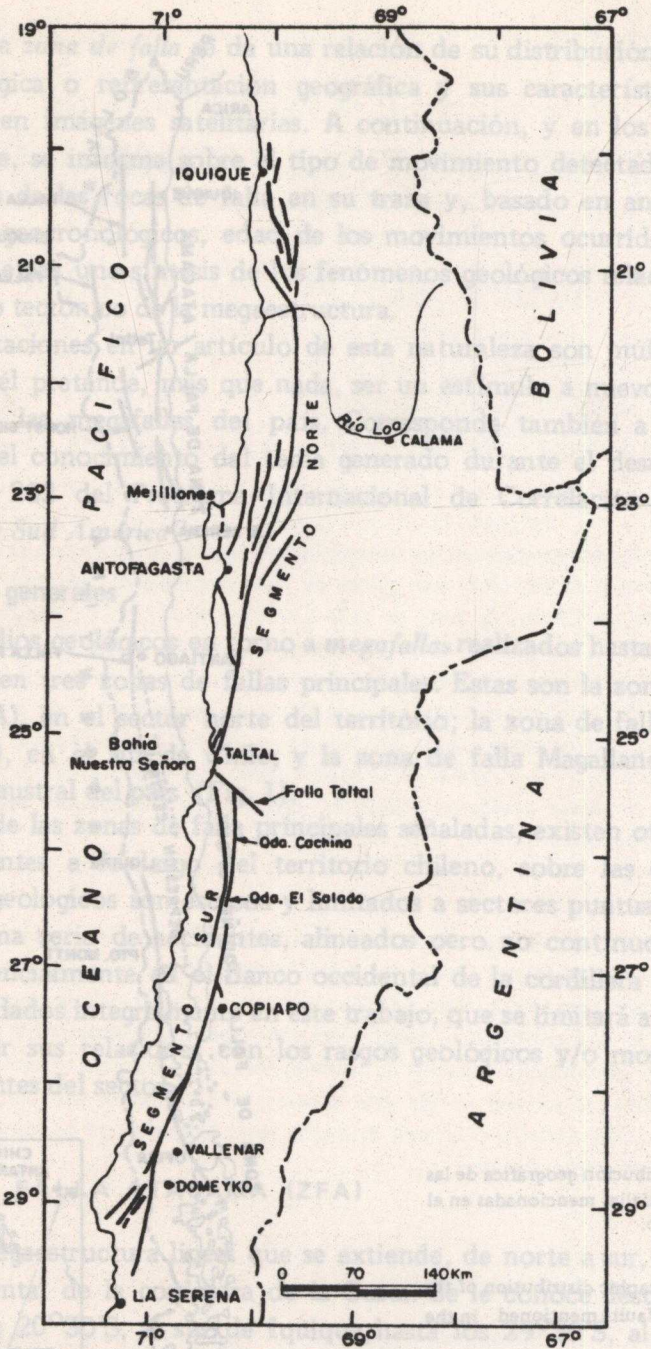


Fig. 2. Extensión geográfica de la zona de falla Atacama (ZFA).
 Fig. 2. Traces of the Atacama fault zone (ZFA)

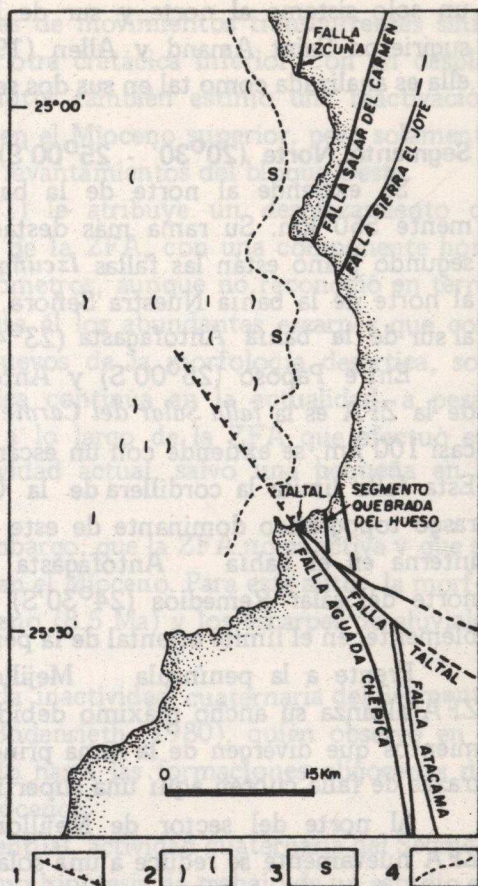
ción al norte de ella sería la *falla Quebrada del Hueso*, que se extiende entre la *falla Taltal* y la costa sur de la bahía Nuestra Señora (Fig. 3).

Saint Amand y Allen (1960) señalan que en el sector de Taltal la

zona de falla penetra en el mar, en la bahía Nuestra Señora ($25^{\circ}20'S$), donde, según Arabasz (1971), podría alcanzar hasta el eje de la fosa Chile - Perú.

Fig. 3. Distribución de las fallas en las proximidades de bahía Nuestra Señora (según Arabasz, 1971). (1) Falla normal, indicando bloque hundido. (2) Falla probable o posible indicando manteo hacia el lado concavo. (3) Deslizamiento probable. (4) Quiebre de pendiente de la plataforma continental.

Fig. 3. Distribution of faults near Nuestra Señora bay (after Arabasz, 1971). (1) Normal fault; hachures on downthrown side. (2) Probable or possible fault; concave toward downthrown side. (3) Probable slumping. (4) Shelf break.



Frente a la bahía las evidencias más claras del fallamiento no están en el shelf, sino en la pendiente continental superior, a 10 y 20 km de la costa (Arabasz, 1971). Es posible que este fallamiento en el fondo marino sea la continuidad hacia el NW de la *falla Aguada Chépica* que corre paralela a la *falla Atacama* al S de la *falla Taltal*, y con la cual se une en el pueblo homónimo (Fig. 3).

De esta forma, la ZFA aparece representada a escala continental por dos grandes tramos que *nacen*, respectivamente, al norte y sur de la bahía Nuestra Señora, los cuales tienen forma concava respecto al litoral. Esta particular situación permite dividir la ZFA en un segmento Norte (Taltal Iquique) y en un segmento Sur (Taltal - La Serena).

En oposición a la idea de Saint Amant y Allen (1960), Bowes *et al.* (1961) consideraron a las fallas *Atacama* en el Sur y *Salar del Carmen* en el Norte distintas y con desplazamientos laterales en sentido opuesto. Para estos autores las complicaciones estructurales que muestra la *falla Taltal* son el resultado de la interacción de estas dos fallas.

En opinión de los autores del presente artículo, la ZFA configuraría

un solo sistema al norte y sur de la bahía Nuestra Señora, tal como lo sugirieron Saint Amand y Allen (1960) y Arabasz (1971). Por lo tanto, ella es analizada como tal en sus dos segmentos.

Segmento Norte ($20^{\circ}30'$ - $25^{\circ}00'S$)

Se extiende al norte de la bahía Nuestra Señora por aproximadamente 550 km. Su rama más destacada es la *falla Salar del Carmen*. En segundo plano están las fallas *Izcuña* y *Sierra El Jote*, que también nacen al norte de la bahía Nuestra Señora, y la *falla Caleta Coloso*, que lo hace al sur de la bahía Antofagasta ($23^{\circ}40'S$) (Arabasz, 1971).

Entre Paposo ($25^{\circ}00'S$) y Antofagasta ($23^{\circ}30'S$) la rama principal de la ZFA es la *falla Salar del Carmen*, la que entre los 24° y $25^{\circ}S$, y por casi 100 km, se extiende con un escarpe de falla de 200 a 400 m de altura. Esta falla limita la cordillera de la Costa por el Este y constituye el rasgo topográfico dominante de este sector. La *falla Caleta Coloso*, que se interna en el bahía Antofagasta, nace de la *falla Salar del Carmen* al norte del salar Remedios ($24^{\circ}30'S$) y se continúa, hacia el norte, posiblemente, en el límite oriental de la península Mejillones.

Frente a la península Mejillones, entre los $23^{\circ}00'$ y $23^{\circ}30'S$, la ZFA alcanza su ancho máximo debido a la gran cantidad de fallas y lineamientos que divergen de la rama principal al norte del salar Remedios. Las trazas de falla cubren aquí una superficie de un ancho superior a los 50 km.

Al norte del sector de Mejillones, entre los $22^{\circ}40'$ y $21^{\circ}20'S$, la ZFA nuevamente se reduce a una sola rama principal angosta, acompañada de algunas fallas cortas y secundarias.

Inmediatamente al sur del río Loa la rama principal está representada por una línea recta, de 5 a 10 m de ancho, a lo largo de la cual se desarrolló una coloración rojiza. Ella pone en contacto los depósitos de pié de monte al occidente con la Formación La Negra de edad jurásica (Boric, 1980). Al norte del río Loa los escarpes son más abruptos y del orden de los 10 m de altura.

Finalmente, al norte de los $21^{\circ}30'S$, la traza principal se abre en varias otras ramas en forma de *cola de caballo*, las que luego desaparecen en el sector de Iquique. En este último sector la ZFA es muy poco conocida y no hay información mayor sobre sus características globales.

Respecto a la actividad del Segmento Norte de la ZFA, Hervé (1987) detectó en la *falla Salar del Carmen* un movimiento transcurrente sinistral, con desplazamientos superiores a los 35 km, e infiere, en base a dataciones radiométricas de las rocas comprometidas, que éste ocurrió en el Neocomiano.

Scheuber (1987) en cambio, quién estudió la ZFA al norte de Paposo, entre los $24^{\circ}30'$ y $25^{\circ}00'S$, determinó sobre la base de investigaciones

petrológicas y estructurales dos fases de movimientos transcurrentes sinistral; una fase jurásica superior y otra cretácica inferior, con un desplazamiento total de 100 km. Este autor también estimó una reactivación posterior de la ZFA, posiblemente en el Mioceno superior, pero solamente con desplazamientos verticales y con levantamientos del bloque Oeste.

También Arabasz (1958; 1971) le atribuye un desplazamiento de rumbo importante a este segmento de la ZFA, con una componente horizontal del orden de decenas de kilómetros, aunque no reconoció en terreno signos claros de este hecho. Para él los abundantes escarpes que cortan los conos de deyección más nuevos de la morfología desértica, son la prueba que la actividad tectónica continúa en la actualidad, a pesar que el análisis de los microsismos a lo largo de la ZFA que efectuó este mismo autor, no demostro actividad actual, salvo una pequeña en la vecindad inmediata a la falla.

Naranjo (1987) sostiene, sin embargo, que la ZFA no es activa y que su último movimiento vertical ocurrió en el Mioceno. Para este autor, la morfología desértica actual data del Mioceno (8.5 Ma) y los escarpes de aluviales no son cuaternarios.

Otro antecedente en favor de la inactividad cuaternaria del Segmento Norte de la ZFA es aportado por Bodenrieth (1980), quién observó en el sector del río Loa la falla afectando hasta las formaciones oligocenas del área y sellada por los depósitos pleistocenos.

No obstante lo anterior, la eventual actividad cuaternaria del Segmento Norte de la ZFA es sostenida como hipótesis de trabajo de un estudio en preparación que uno de los autores (Thiele) está realizando en el tramo al NE de Antofagasta.

Segmento Sur ($25^{\circ}30'$ - $29^{\circ}30'S$)

Se extiende desde Taltal al sur por aproximadamente 500 km. Incluye numerosas ramas, entrecruzadas, que tienen formas y representaciones morfológicas diferentes.

En el sector norte del Segmento Sur de la ZFA se conocen dos importantes trazas de falla. La rama más oriental nace al sur de la *falla Taltal* y tiene rumbo N-S; la rama más occidental en cambio, describe en este sector un suave arco hacia el NW, por medio de la *falla Aguada-Chépica*, entre quebrada Cachina en el sur y la ciudad de Taltal en el norte, ésto es, a lo largo de unos 40 km (Arabasz, 1971). En el espacio entre ambas ramas se aprecia una marcada multiplicación de las trazas de falla.

Hacia el sur de la quebrada Cachina las dos trazas de falla mayores continúan subparalelas, separadas por 4 a 6 km, marcando, convencionalmente, los límites exteriores de la ZFA. Esta situación se mantiene aproxi-

madamente a lo largo de 190 km, entre Taltal (25°30'S) y Sierra Pajonales (27°00'S), 40 km al norte de Copiapó, y corresponde al tramo que Arabasz (1968; 1971) denominó *Sector El Salado*. Entre ambas trazas de falla se han reconocido franjas de rocas cataclásticas, de 20 a 1000 m de ancho.

Las rocas cataclásticas muestran variaciones desde milonitas a protocataclasitas. Ellas han sido estudiadas, con cierto detalle, por Bookstrom (1975), Olivera (1975) y Pincheira (1981), al sur de Copiapó; por Berg y Breitstrom (1983) y Naranjo *et al.* (1984), a la latitud de Chañaral; y por Arabasz (1971), en el sector Taltal.

En la quebrada Saladito (26°19'S) la franja de rocas cataclásticas se ubica en la rama más occidental de ZFA y sólo a través de los granitoides. Según Naranjo *et al.* (1984), ni las volcanitas del Jurásico Superior (Formación La Negra), que alforan al oeste de la ZFA, ni las volcanitas del Cretácico Inferior (Estratos Cerro Florida), que se extiende al este, están aquí afectadas por la ZFA.

En esta última área la franja de rocas cataclásticas coincide con la línea de contacto entre un plutón jurásico superior, que intruye a las volcanitas de la Formación La Negra (Jurásico), y el plutón Salado del Cretácico Inferior, que intruye al primero. Las rocas cataclásticas se forman, no obstante, mayoritariamente a partir de los granitoides jurásicos y, minoritariamente, de los granitoides cretácico inferior; estos últimos también intruyen a la franja de cataclasitas mediante algunos de sus apófisis y contienen, a su vez, xenolitos de rocas de falla (Naranjo *et al.* 1984).

En la franja cataclástica se nota una foliación paralela a la falla y se reconoce una graduación de la deformación de oeste a este, que se expresa en banda adyacentes de milonitas, protomilonitas y protocataclasitas, (Naranjo *et al.*, 1984). La relación estratigráfica y estructural de los intrusivos en este sector implica que los plutones del Cretácico Inferior se alzaron y emplazaron sintectónicamente con la ZFA, lo que también sostienen Berg y Breitreutz (1983).

La rama oriental de la ZFA en el área de quebrada Saladito es una zona angosta, formada por fallas diferentes, separadas entre ellas por 25 a 100 m con fallas transversales. No se observa en ellas rocas de falla, pero sí bloques de calizas neocomiamas (?) de decenas a cientos de metros de largo, con intensa deformación interna, como por ejemplo en la quebrada Salado (Mercado 1977; Naranjo *et al.*, 1984).

Más al sur la franja de rocas cataclásticas coincide con una zona de alteración y mineralización, alojándose a lo largo de esta estructura, entre Copiapó y La Serena, importantes yacimientos minerales, particularmente de Fe, de edad cretácica inferior (Ruiz, 1965; Pichon, 1981; Frutos y Oyarzún 1984; Pincheira y Thiele, 1984). Además, en este sector se aprecia una coincidencia espacial entre la franja milonítica, que representaría un

desplazamiento sinistral antiguo, y trazas de megafallas, relativamente recientes, con movimientos vertical ligadas a la evolución fisiográfica actual (Thiele y Pincheira, 1984; Thiele y Pincheira, 1987).

A la latitud de la quebrada Carrizal, frente a Domeyko, se aprecia que la franja de rocas cataclásticas se ubica en el borde oriental del conjunto de fracturas que forman la ZFA (Moscoso, 1979). La franja se presenta aquí, progresivamente menos deformada hacia el oeste, donde se reconocen sólo algunos juegos de fallas que limitan con el basamento paleozoico (Godoy, 1984), los que podrían considerarse como la rama occidental de la ZFA. Esta rama dobla hacia el oeste, con una distribución en *echelón* o en forma de *cola de caballo*, hasta llegar a la costa en la latitud 29°15'S, en tanto que la rama oriental, con la franja de rocas de falla y la zona mineralizada, continúa con dirección NNE hasta aproximadamente La Serena (Tidy, 1984).

En varios de los tramos estudiados se aprecia que las rocas cataclásticas de la ZFA han sido formadas por un metamorfismo dinámico, combinado con otro de contacto sobreimpuesto al primero (Espinoza, 1984).

En cuanto a la actividad del Segmento Sur de la ZFA, Saint Amand y Allen (1960) sugirieron, al estudiar la megafalla en la zona de Taltal, que éste era un accidente transcurrente activo desde antes del Cretácico Superior hasta el Cuaternario.

Naranjo *et al.* (1984) sin embargo, en su estudio en quebrado Saladito, concluyen que allí la actividad de la rama occidental de la falla parece haber concluido en el Cretácico Inferior.

Arabasz (1968; 1971) sugirió también un desplazamiento de componente lateral derecho o dextral, de algunas decenas de kilómetros, sobre la base de intenso cizallamiento observado a lo largo de los segmentos lineares de la ZFA, pero solo para su historia temprana. En la historia reciente del Segmento Sur de la ZFA, este mismo autor determinó evidencias de un desplazamiento sólo vertical y correspondiente a un acomodamiento de bloques.

Thiele y Pincheira (1984; 1987) pudieron establecer, al NW de la ciudad de Vallenar, una cronología de las reactivaciones periódicas experimentadas en el Segmento Sur, desde el Cretácico Inferior al Cuaternario. Según estos autores, evidencias de terreno indicarían un desplazamiento lateral izquierdo ocurrido en su historia temprana.

Algunas edades K-Ar de rocas alojadas en las ramas de la ZFA, han dado valores comprendidos entre 120 y 130 Ma, lo que permitió asignar esa edad al principal y primer movimiento de la falla (Naranjo *et al.* 1984; Thiele y Pincheira, 1984).

Actividad y significado tectónico de la ZFA

La ZFA representa una zona de debilidad a lo largo del margen continen-

tal activo de la placa Sudamérica. Ella controló en la paleogeografía del Jurásico alto-Cretácico bajo del segmento andino, el umbral entre el arco volcánico al oeste y su cuenca tras-arco (Pincheira y Thiele, 1982). Este arco aparece representado actualmente por series volcánicas continentales andesíticas, volcano-sedimentarias marinas y granitoides jurásicos superior y cretácicos inferior.

La ZFA tuvo participación activa en el emplazamiento de los cuerpos intrusivos cretácicos y, además, jugó un rol preponderante en el emplazamiento de yacimientos minerales.

A fines del Neocomiano la ZFA habría experimentado un movimiento sinistral con desarrollo de flujo dúctil (o plástico), con desplazamiento de centenas de kilómetros.

La dinámica de este movimiento horizontal estaría relacionada con una subducción oblicua hacia el SE (Thiele y Pincheira, 1987) de la placa Aluk, bajo la placa Sub-América, según el modelo teórico de Uyeda (1982).

Aprovechando después el plano de debilidad heredado, se generaron en el Terciario Superior fallas con movimiento dominante vertical, las cuales controlaron tectónicamente la evolución de la fisiografía actual.

LA ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI (ZFLO)

Esta *megafalla* se extiende en la cordillera Principal, desde aproximadamente los 39°S en Liquiñe, hasta los 47°S en el golfo de Penas, por una extensión que supera los 900 km (Fig. 4).

Se reconoció su existencia, primero en la parte Norte de su trazado (Hervé *et al.* 1974; Moreno y Parada, 1976), denominándosele falla Liquiñe-Reloncaví. Con posterioridad, Hervé *et al.* (1979) la reconocieron en Chiloé continental, interpolándola con la propuesta por Stiefel (1970) en el istmo de Ofqui (Fig. 4).

Segmento Caburga-Reloncaví (39°30' - 41°30'S)

En su tercio septentrional, entre lago Coburga y Reloncaví (Fig. 4), la ZFLO parece formar una sola rama rectilínea de rumbo N 10°E. Esta se manifiesta como un nítido lineamiento en imágenes de satélite. Pasa por lago Caburga, Palguín, Liquiñe, río Blanco, lago Mahihue, y llega al estuario Reloncaví. Determina una depresión topográfica alargada, en la cual existen numerosas fuentes termales (Palguín, Liquiñe, Petrohué, etc) y pequeños volcanes basálticos monogénicos (lago Caburga, Puerto Fuy, Cayutúe, etc).

Las lavas de composición basáltica de los volcanes monogénicos emplazados en la traza de la falla derivan, según Lahsen *et al.* (1985), de un magma primario por fusión parcial de rocas del manto. Esta situación permite suponer que la ZFLO en este segmento alcanzaría hasta esa profundidad y que controló el ascenso de dichos magmas. Cabe hacer notar que

en el tramo Liquiñe - Reloncaví, la mayoría de los estrato-volcanes cuaternarios de la cordillera se ubican al oeste de la zona de falla, la que toma la posición de una falla de tras arco.

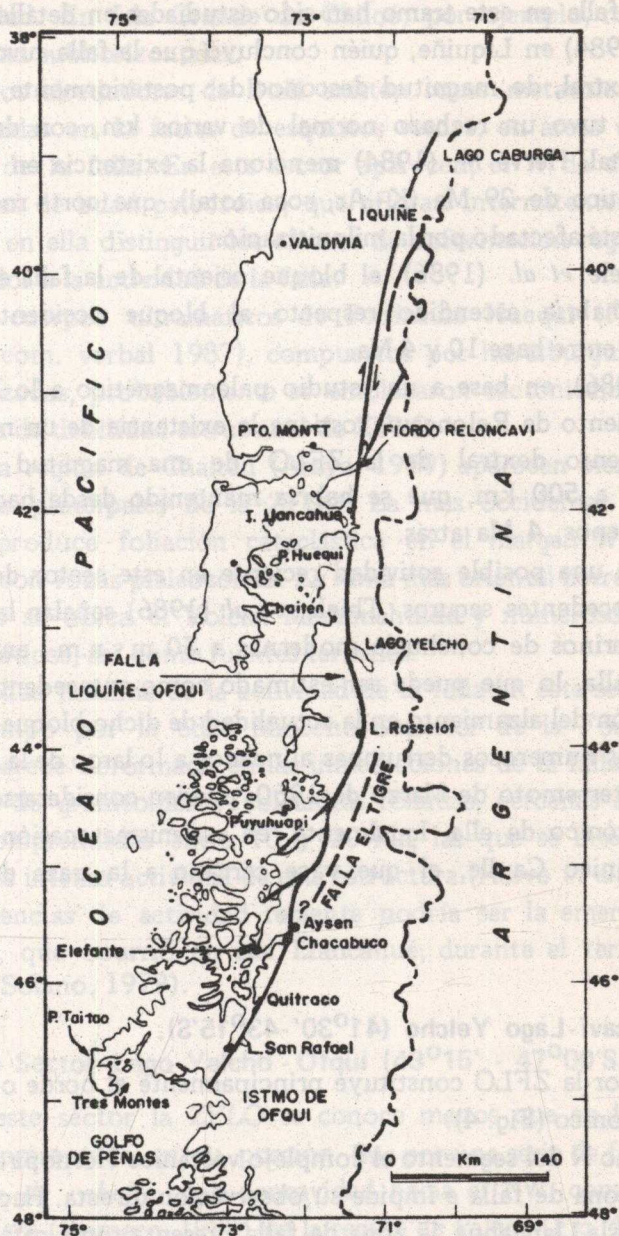


Fig. 4. Extensión geográfica de la zona de falla Liquiñe-Ofqui.

Fig. 4. Traces of the Liquiñe-Ofqui fault zone.

Las rocas a las cuales afecta la ZFLO son, principalmente, las del batolito compuesto norpatagónico, cuya edad varía entre Jurásico (?) y Terciario Superior (Munizaga *et al.* 1984), y gneisses de supuesta edad

paleozoica en Liquiñe (Hervé, 1977). En río Blanco y Ralún, por ejemplo se desarrolló tanto foliación como brechas tectónicas en los intrusivos cortados por ella.

Rocas de falla en este tramo han sido estudiadas en detalle por Hervé (1976; 1977; 1984) en Liquiñe, quién concluyó que la falla tuvo un primer movimiento dextral, de magnitud desconocida; posteriormente, en el Terciario Superior tuvo un rechazo normal de varios km, con descenso del bloque occidental. Hervé M. (1984) menciona la existencia en Liquiñe de un filón andesítico de 29 Ma (K-Ar, roca total), que corta rocas miloníticas y que no está afectado por la milonitización.

Según Thiele *et al.* (1986), el bloque oriental de la falla en el sector de Reloncaví habría ascendido respecto al bloque occidental, lo que habría ocurrido entre hace 10 y 4 Ma.

García (1986), en base a un estudio paleomagnético a lo largo de la falla en el segmento de Reloncaví, sostiene la existencia de un movimiento con desplazamiento dextral de la ZFLO de una magnitud acumulada posible de 400 a 500 km, que se habría mantenido desde hace 50 Ma hasta, por lo menos, 4 Ma atrás.

Respecto a una posible actividad reciente en este sector de la ZFLO no se tiene antecedentes seguros. Thiele *et al.* (1986) señalan la presencia de depósitos marinos de conchuela modernas a 30 m.s.n.m., en el bloque oriental de la falla, lo que puede ser estimado como antecedente en favor de la continuación del alzamiento en la actualidad de dicho bloque.

También los numerosos derrumbes alineados a lo largo de la traza de la falla durante el terremoto de Marzo de 1960, pueden considerarse como un efecto sismotectónico de ella. Igualmente, en esa misma ocasión se activó el cordón volcánico Caulle, el que yace cercano a la traza de la falla.

Segmento Reloncaví-Lago Yelcho (41°30'-43°15'S).

En este sector la ZFLO constituye principalmente el borde occidental del batolito patagónico (Fig. 4).

En el extremo N del segmento el complejo volcánico Hornopirén se ubica encima de la zona de falla e impide su observación directa. Hacia el sur, en isla Pelada e isla Llancahue, la zona de falla presenta rocas cataclásticas en el borde W del batolito, en contacto con rocas volcánicas y sedimentarias, supuestamente del Terciario Superior. Estas unidades volcánicas (Andesitas de Putrinil y Cascajal; Solano, 1979) presentan foliación cataclástica y, en algunas sedimentitas, desarrollo de andalucita.

En península Huequi la falla pone en contacto al batolito norpatagó-

nico con rocas de la Formación Aycara, de edad miocena (Fuenzalida, 1979). Esta formación presenta en Aycara rumbo N-S con manteo $80^{\circ}W$, actitud completamente anómala en esta región de Chile para rocas de similar edad. En Isla Grande de Chiloé, por ejemplo, rocas del Mioceno se presentan subhorizontales.

En los alrededores de Buill existen rocas metavolcánicas, foliadas y recrystalizadas en la facies de esquistos verdes, en áreas vecinas a la traza principal de la falla. En este sector aparecen, el W de ella, rocas metasedimentarias de edad paleozoica, que afloran intermitentemente hacia el S. Es difícil en ella distinguir los efectos de deformación regional de aquellos relacionados a la actividad de la falla.

Los cuerpos ultramáficos de Península Huequi (Fuenzalida, 1979, Carvajal, com. verbal 1987), compuestos por hartzburguitas parcialmente serpentizadas, probablemente se emplazaron tectónicamente aprovechando la zona de debilidad estructural de ZFLO.

En la región de Chaitén (Araya, 1979) aparecen bien individualizadas dos ramas principales de la ZFLO. La más occidental pasa cerca de la costa y produce foliación cataclástica en el margen W del batolito, en contacto con rocas paleozoicas. La rama más oriental corre por río Amarillo, en el que se ubica el Volcán Michimahuida y numerosos conos monogénicos basálticos, así como fuentes termales.

La edad mínima de la actividad de la falla en este sector está limitada en el tiempo por la edad Mioceno Superior de la Formación Ayacara, la que aparece deformada en las inmediaciones de la falla. Edades K-Ar en minerales de granitoides y volcanitas foliadas, cercanas a la falla, indican edades comprendidas entre 10 y 20 Ma, las que se interpretan como un período de intensa actividad de esta estructura (Hervé *et al.* 1979).

Evidencias de actividad reciente podría ser la emergencia de bancos de ostras, que ocurrió en isla Llancahué, durante el terremoto de Mayo de 1960 (Solano, 1979).

Segmento Sector Lago Yelcho - Ofqui ($43^{\circ}15'$ - $47^{\circ}00'S$).

En este sector la ZFLO se conoce menos que en los dos anteriores y está representada en su porción Sur por una serie de fallas *en échelon*, o en *cola de caballo*, con concavidad hacia el NW, como por ejemplo la falla *El Tigre* (Romero, 1983), en la región de Palena (Fig. 4).

Al S de Chaitén, en la rama más occidental de la ZFLO se observa milonitización en rocas volcánicas correlacionables con la Formación Ayacara.

Cerca del lago Yelcho, en la rama más oriental de la ZFLO existen gneisses de sillimanita, cuya relación genética con la actividad de la falla

no se ha establecido con exactitud; podría tratarse del producto de la actividad tectónica de la falla en profundidad, o bien bloques de rocas más antiguos alzados a lo largo de ella.

Hacia el Sur la zona de falla se manifiesta principalmente como lineamientos topográficos, valles glaciales en la parte Norte, canales y fiordos de Puyuhuapi al Sur. Aquí no se ha observado en ella gran desarrollo de rocas de falla, aunque esporádicamente se les encuentra a lo largo de estos lineamientos.

Del lago Yelcho o Puyuhuapi se observa un rectilíneo valle glacial de 2 a 3 kilómetros de ancho, que desde río Palena al Sur está parcialmente relleno con rocas volcánicas, conglomerados en La Junta, conos volcánicos en Puyuhuapi y flujos de lavas almohadilladas en las riberas del fiordo del mismo nombre. Tanto en los flancos del valle, como en lago Rosselot, los granitoides presentan foliación de rumbo paralelo a él.

En la vertiente SE del portezuelo Queulat, conglomerados similares a los de La Junta se presentan estirados y metamorfizados, probable indicio de actividad a lo largo de una rama más oriental de la ZFLO.

Al Sur de Puyuhuapi el canal Cay representa la continuación de la estructura mayor, que se curva hacia el SW y que, a la latitud de fiordo Aysén, parece ser relevada por otras estructuras *en échelon* que se suceden de manera dextral hacia el S. Los fiordos Quitralco y Francisco parecen formar parte de este sistema *en échelon*, aunque en sus riberas las zonas de cizalle en los granitoides, comunes en fiordo Aysén, son escasas.

La última expresión topográfica de este sistema de falla se reconoce en fiordo Elefante y en laguna San Rafael, al pie de la cadena principal andina y formando el límite E del golfo de Penas.

En península Taitao, y en particular en el área del golfo Tres Montes, se observan fallas paralelas de rumbo NE, intensa actividad de fuentes termales y volcanismo plioceno (Soffia, 1984; Forsyth y Nelson, 1985).

La actividad de la falla en este sector es difícil de establecer. En el batolito patagónico se observa una franja de unos 25 km de ancho, con edades K-Ar en biotita y hornblenda comprendidas entre 9 y 20 Ma (Hervé et al., 1979; Halpern y Fuenzalida, 1978; Munizaga et al., 1984). En puerto Chacabuco, Hervé F. (1984) pudo demostrar que estos minerales ocurren en granitoides de edad de emplazamiento cretácica (98 Ma; isócrona Rb - Sr roca total), y que por lo tanto sus edades K-Ar son rejuvenecidas. En ese trabajo se interpretan las edades miocenas del batolito como producto de la actividad de la falla, que habría generado un incremento de la gradiente geotérmica que rejuveneció las edades K-Ar en minerales en la región contigua a la ZFLO.

También, a lo largo de esta zona de falla se han emplazado, al parecer

cuerpos plutónicos, y ocurre hasta la actualidad intensa actividad volcánica y fuentes termales. Además, recientemente, Nelson y Forsythe (1984) establecieron que en laguna San Rafael hay cierta actividad microsísmica en la falla.

Actividad y significado tectónico de la ZFLO

La ZFLO tiene una comprobada actividad solamente en el Terciario Superior. Según Candie *et al.* (1982), el punto triple formado por las placas Antártica (PA), Nazca (PN) y Sudamérica (PSA) (Fig. 5a), hoy ubicado ligeramente al N del golfo de Penas, ha estado migrando con grandes saltos desde el extremo S del continente a partir del Mioceno. Una relación genética entre la ubicación de este punto triple y la ZFLO parece muy probable.

Hervé (1976) propuso como mecanismo para este movimiento la subducción oblicua hacia el NE de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana. La ZFLO correspondería así, a la ruptura de la corteza continental en un plano de cizalle relacionado con el esfuerzo principal Nor-Este. Similar posibilidad es considerada hipotéticamente en los modelos de margen continental que presenta Uyeda (1982).

Forsythe y Nelson (1986) en cambio, sugieren que la ZFLO, y tal vez otras paralelas al margen continental, se generaron por el efecto de *indentación* que se produciría en el borde de la PSA, al subductarse un elemento topográficamente positivo como la dorsal Chile. La subducción de dorsales podría así generar fallas de desplazamientos opuestos en ambos lados del lugar de incisión de la dorsal en el margen continental. Este mecanismo, que no ha sido corroborado con la presencia de una falla similar a la ZFLO al Sur del golfo de Penas, proveería una manera de generar fallas subparalelas al margen continental.

Cualquiera de los dos mecanismos propuestos podría ser válido para la generación de la ZFLO. Ambos implican una interacción mecánica entre placa oceánica subductada y placa superior continental.

LA ZONA DE FALLA MAGALLANES (ZFM)

La ZFM forma parte de un sistema de fracturas de rumbo E-W y está representada topográficamente por el alineamiento del estrecho de Magallanes, pasos estrechos, fiordos y lagos (Fig. 5). Este alineamiento denominado *falla de Magallanes* por Katz (1964) y Fuenzalida (1972; 1974), puede ser seguido por 600 km y desplaza sinistralmente a dos provincias estructurales en 80 km.

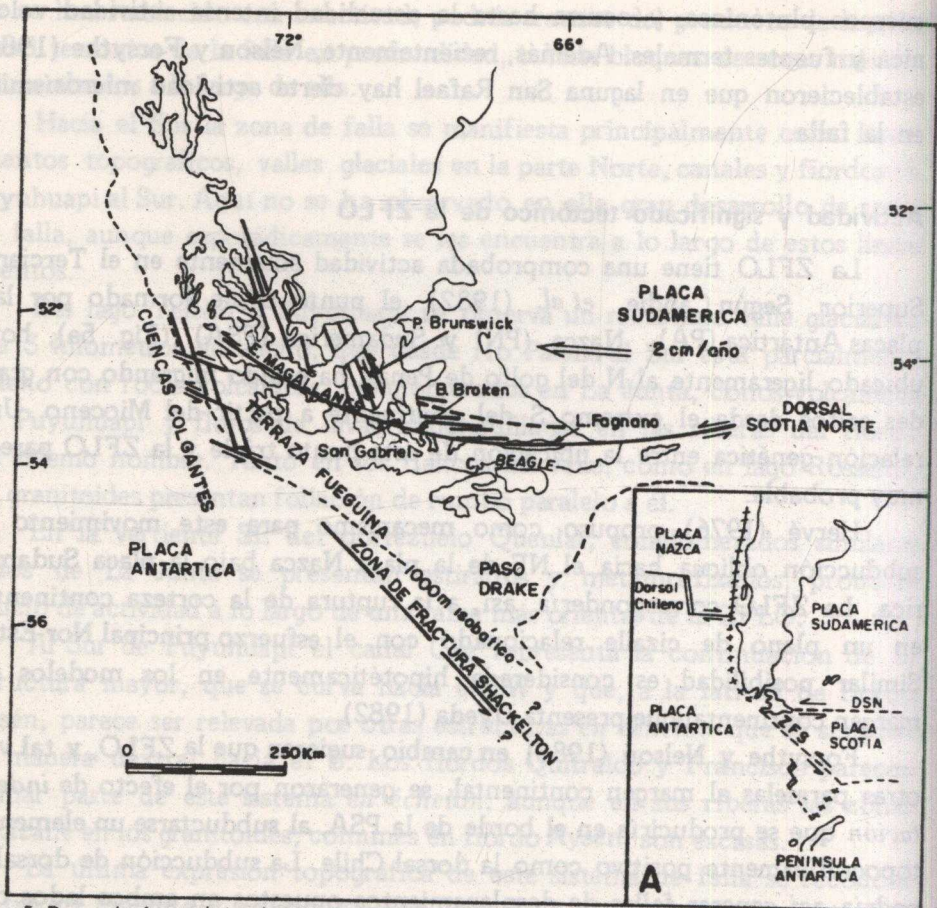


Fig. 5. Bosquejo de tectónica de placas en relación a la zona de falla Magallanes y estructuras submarinas (según Williams, 1982).

Fig. 5. Plate tectonic setting related to the Magallanes fault zone (after Williams, 1982).

Según Fuenzalida (1974) el sector occidental de la ZFM corre a lo largo del estrecho de Magallanes. Hacia el sector oriental una traza corre a través del canal Gabriel y otra por la península ubicada al S del mismo. Luego la falla pasa por bahía Broken y después unos 10 km al S del lago Fagnano.

La ZFM se relacionaría con varias estructuras submarinas conocidas. Hacia el E, en el margen Atlántico ella se alinea con un gran anomalía positiva, con el Abismo de Las Malvinas y con la dorsal Scotia Norte (DSN). Hacia el W la ZFM se continua en el margen Pacífico en varias fallas de rumbo E-W, dispuestas en *echelon*. Estas desplazan allí tanto a cuencas construidas en la tierra fueguina como al eje de la fosa llena de sedimentos (Herron *et al.* 1977) (Fig. 5).

A los 52°S y 74°W, aproximadamente, la ZFM se intersectaría con la zona de fractura Shakleton (ZFS), en lo que sería un punto triple

fosa-falla-falla, con movimientos sinistral a lo largo de ambas fracturas. La ZFM-DSN y la ZFS constituyen así los límites transformantes Norte y Oeste de la miniplaca Scotia, respectivamente (Fuenzalida, 1972; 1974; Forsythe, 1975) (Fig. 5).

Al N del punto triple las fallas tanto submarinas como subáreas responden, según Katz (1973), a un modelo compresional simple con fallamiento y alzamiento de bloques paralelos a la costa. No obstante, según este mismo autor (Katz, 1964) las estructuras meridionales muestran también desplazamientos dextrales y sinistral de decenas de metros, además de los movimientos verticales con el bloque occidental hundido en unos 1500 m.

Según Winslow (1982), en la región magallánica existen dos sistemas de fallas: uno de rumbo E-W (90° - 125° N) y otro NNW (140° - 168° N); el primero de ellos limitado a Tierra del Fuego (no se le conoce al N de los 53° S) y el segundo al margen Pacífico (no se le conoce al E de los 70° W). A este último sistema estaría asociado el fallamiento señalado por Katz (1973).

Las fracturas de rumbo NNW representan una ancha zona de fallas, que Winslow (1982) denominó *zona de cizalle Magallanes*, la cual define un largo graben de 200 km de largo que controla la existencia de los mayores fiordos y lagos en esa área. Las fallas individuales pueden ser seguidas hasta por 50 km y están generalmente truncadas por aquellas de rumbo E-W.

Junto a los desplazamientos sinistral de la ZFM se observan efectos compresionales y reactivación de sobreescurrecimiento hacia el W, del orden de decenas de metros, en las fallas meridionales existentes al Norte de la ZFM.

Cerca del estrecho de Magallanes los dos sistemas de falla convergen y generan complicadas estructuras de interferencia de pliegues, generando repliegues de estructuras anteriores, bloques rotados y separados por zonas de brecha, sistemas de fracturas penetrativos, etc (Winslow, 1982). También se observa un incremento en el relieve topográfico y estructural, tanto en la cordillera como en las zonas subandinas. Hacia el este la altura de los cordones subandinos decrece de 1,5 km a 0,5 km, y también decrece la amplitud de los pliegues.

Referente a la edad en que ocurrieron los diferentes desplazamientos detectados, los sobreescurrecimientos se habrían desarrollado primeramente en el Cretácico Superior - Terciario Inferior y fueron de bajo ángulo; posteriormente lo hicieron en el Terciario Superior y fueron de gran ángulo (Winslow, 1982).

Para los desplazamientos de rumbo, Winslow (1982) estableció que los últimos movimientos de este tipo fueron post-oligocenos, por cuanto en la ZFM se observa el truncamiento de estructuras meridionales que involucran unidades de roca eocena-oligocena.

Ultimamente, Puig *et al.* (1984) han puesto en evidencia franjas miloníticas desarrolladas en áreas al sur del Canal Beagle en el Cretácico Superior.

Por otro lado, Fuenzalida y Harambour (1984) reconocen movimientos actuales en el área inmediatamente al Norte de la ZFM, en península Brunswick. Es conocido también (Fuenzalida, 1972, 1974; Winslow, 1982) que algunos sismos registrados en el presente siglo tienen sus epicentros vecinos a las trazas de la ZFM, y la solución de sus mecanismos focales indica movimientos sinistral de rumbo.

Estas evidencias permiten establecer que la actividad tectónica de las grandes fallas del extremo sur de América del Sur, incluyendo la AFM, son principalmente terciarias, pero que comenzaron en el Cretácico Superior y siguen activas hasta la actualidad.

Actividad y significado tectónico de la ZFM

Durante el Cretácico Inferior existió una continuidad entre los elementos tectónicos mayores (zona de subducción, arco magmático y cuenca tras arco) del extremo sur de Sud-América, arco de Escocia y Península Antártica (Dott *et al.* 1982).

En el Cretácico Superior, al cerrarse las cuencas marginal tras arco en Magallanes, se habría generado una cordillera en el extremo de Sud-América, la cual ensambló hasta la península Antártica, sin que exista completo acuerdo acerca de su forma original: lineal (Suarez y Pettigrew, 1976) o con una inflexión hacia el Este (Dalziel, 1983). En esta etapa se habrían generado las estructuras meridionales con sobreescurreamiento de bajo ángulo.

Esta cordillera fue desmembrada tectónicamente durante el Terciario Superior, por deriva hacia el E de fragmentos de ella representados por las islas Georgia del Sur y el banco Burdwood, en las parte N del Arco de Escocia, y las islas Orcadas en la parte S del mismo, en cuya traslación habrían actuado fallas transformantes según Barker *et al* (1982). De este modo se originó, o se acentuó, la curvatura hacia el E de los Andes Australes y de la península Antártica.

En este desmembramiento tuvo un rol decisivo el movimiento relativo de bloques a lo largo de grandes zonas de falla transcurrentes e inversas de gran ángulo, que disectan el extremo austral del continente.

Estos movimientos transcurrentes se habrían iniciado a continuación de la colisión de la dorsal Chile con el margen continental sudamericano, ocurrida hace uno 30 Ma atrás a la latitud 56°S. Esto sería coincidente con las evidencias geológicas que indican que los desplazamientos de rumbo en la ZFM se habrían iniciado después del Oligoceno.

OTRAS MEGAFALLAS IMPORTANTES DEL TERRITORIO CHILENO

La zona de falla CortADERA-Coipuno (ZFCC), ubicada al norte de Chuquicamata, entre las latitudes $21^{\circ}00'$ y $22^{\circ}30'S$, ha sido estudiada por Aguilar y Niemeyer (1984). Ella tiene rumbo NNE, y una extensión aproximada de 150 km (Fig. 1).

La ZFCC es una antigua zona de falla emplazada en rocas metamórficas y plutónicas de edades precámbricas (?) y paleozoica. Las observaciones de terreno indican que la historia de su actividad se desarrolló desde, por lo menos, el Paleozoico Inferior, en condiciones de cizalle dúctil y en forma sincrónica con plutonismo y procesos migmatíticos. Posteriormente, entre el Jurásico Superior y el Neógeno, esta zona de falla habría experimentado una reactivación.

La megafalla Tucucaro (MFT), se ubica en el extremo sur del Salar de Atacama, a la latitud $24^{\circ}S$, y ha sido estudiada por Niemeyer (1984). Su rumbo es N-S y su recorrido alcanza aproximadamente unos 100 km (Fig. 1).

La MFT pone en contacto un bloque occidental de rocas del Paleozoico Inferior (?) con otro oriental donde aparecen expuestas rocas de edades que varían desde el Paleozoico medio al Cenozoico Superior. Se caracteriza este accidente por una franja de brechas y rocas cataclásticas (protocataclasitas y cataclasitas) y por un escarpe de 20 a 40 m que mantee hacia el este.

La MFT correspondería a una antigua zona de cizalle, de probable edad paleozoica, reactivada entre el Mioceno Superior y el Cuaternario, con un desplazamiento mínimo inverso de 2.000 a 3.000 m.

El Horst de Sierra Castillo, se ubica en la cordillera de Domeyko, al oriente del yacimiento de cobre El Salvador, a la latitud $26^{\circ}15'S$, y ha sido estudiado por Parelló y Müller (1984). Su extensión se conoce en varias decenas de km de longitud (Fig. 1).

Se trata de una megaestructura tipo horst, producida en el zócalo plutónico paleozoico del área, que ha sido solevantado por un sistema de fallas inversas de rumbo nor-noreste, las que generaron fajas de rocas cataclásticas.

Los antecedentes de terreno indican que las fallas límites del horst habrían experimentado un rechazo aproximado de 3.000 a 3.500 m. La edad posible de este movimiento sería esencialmente terciaria (pre-Mioceno Superior).

La falla Pocuro, se extiende en la zona Central de Chile, al norte de Santiago, por aproximadamente 150 a 200 km (Fig. 1). Se trata de un accidente bastante citado en la literatura geológica chilena, pero sobre el cual no existen estudios detallado. Se le identifica fácilmente como un lineamiento en las

imágenes de satélite y se le reconoce en el terreno por una serie de trazas angostas, las cuales definen franjas de intenso diaclasamiento.

No se ha determinado cual ha sido su desplazamiento ni la edad en que éste habría ocurrido. Sin embargo, se le asocia a una tectónica terciaria, responsable del solevantamiento andino, y se le supone que ha experimentado movimientos verticales del orden superior a los 2.000 m.

Hacia el sur se continúa en la falla San Ramón, al este de la ciudad de Santiago (Carter y Aguirre, 1965).

La Depresión Central-Sur, corresponde a una gran unidad morfoestructural que se desarrolla desde el valle de Santiago (33°S) hasta Puerto Montt (42°S), por una extensión aproximada de 1.100 km (Fig. 1).

Conocida geográficamente como el *Valle Central Sur*, se le interpreta como un posible graben, limitado por fallas N-S desarrolladas al pie occidental de la cordillera Principal y al pie oriental de la cordillera de la Costa, respectivamente. Estas posibles megafallas laterales no han sido hasta ahora estudiadas del punto de vista estructural.

La Depresión Central fue producida por la tectónica terciaria que generó, además, las cordilleras de la Costa y Principal. La última fase de deformación responsable de esta tectónica sería de edad pliocena (Aubouin *et al.*, 1973).

Fotolineamientos. Entre las latitudes 18° y 35°S (Arica a Curicó) se han detectado numerosos lineamientos a partir de la interpretación visual de las imágenes Landsat en falso color, a escala 1:500.000 (Tidy, 1984).

En dicho estudio se constató que varios de los más importantes pórfidos cupríferos y algunos distritos mineros menores se localizan o emplazan en las intersecciones de lineamientos longitudinales con otros transversales. Este posible control estructural es corroborado, en ciertos casos, por observaciones de detalle en los yacimientos mismos. Tal es el caso de los yacimientos de cobre porfírico Quebrada Blanca, El Abra, Chuquicamata, La Escondida, Mantos Blancos, El Salvador y El Teniente.

Varios de los lineamientos transversales de rumbo NW se continúan en territorio argentino con corridas de hasta 800 km, donde se les asigna un rol destacado en la regulación paleogeográfica, especialmente en lo inherente a la evolución de las cuencas mesozoicas desarrolladas en ese territorio (Salfity, 1985). En la mayoría de estos lineamientos se han inferido desplazamientos de rumbo sinistral y reactivaciones a través del tiempo.

En territorio chileno, solamente en algunos de los lineamientos transversales se han detectado desplazamientos transcurrentes. Tales son los casos de la *falla Taltal*, en la cordillera de la Costa, y del curso inferior del río Cachapoal en la Cordillera Principal (VI Región), donde los ejes de

los pliegues a ambos lados del río están desplazados sinistralmente (Charrier, 1981).

CONCLUSIONES

De los antecedentes expuestos se puede concluir que las principales megafallas en Chile están estrechamente asociadas con procesos geológicos mayores, tales como plutonismo, volcanismo, mineralización y orogénesis.

Las tres zonas de falla descritas con cierto detalle (ZFA, ZFLO, ZFM) constituyen, sin duda, dominios claves para la comprensión de fenómenos tectónicos ligados a una zona de convergencia de placas.

Un rasgo que parece constante en las megafallas consideradas es su prolongada actividad y su reactivamiento, a veces en contextos tectónicos muy diferentes al original. Las debilidades de la corteza que representan las megafallas son preferidas a la generación de nuevos planos de ruptura, en procesos tectónicos posteriores.

La ZFA no se relaciona directamente con estructuras oceánicas actuales, las que tienen edades mucho más jóvenes que el Cretácico, período en que ella estuvo activa. La ZFLO y la ZFM, de edad Terciaria Superior, pueden servir de modelos para explicar las fallas más antiguas como sería la ZFA.

La relación de las megafallas del Terciario Superior o Reciente con las estructuras y la dinámica del fondo oceánico adyacente al continente es marcada. Así, la ZFM se considera parte del límite norte de la placa Scotia y la ZFLO tiene una relación espacial directa con el punto triple de península Taitao.

Se destaca también el hecho que las megafallas más conspicuas tienen rumbos subparalelos al borde continental, en la mayor parte de su extensión. Esto es válido tanto para las fallas de rumbo o supuestamente de rumbo, que alcanzan el borde continental, como las megafallas inversas o normales generadas al interior de la cordillera Principal.

Las megafallas transversales no son muy marcadas, aún cuando se reconocen importantes lineamientos, fracturas o zonas de debilidad con esa dirección.

Los estudios de imágenes satelitarias han detectado una gran cantidad de estructuras transversales, algunas muy continuas, pero que con pocas excepciones (p. ej. la falla *Taltal*) no tienen una expresión geológica marcada, no obstante que parecen jugar algún rol en la ubicación de los yacimientos minerales chilenos y en el desarrollo de cuencas en territorio argentino. Probablemente el sistema compresivo E-W que caracterizó al Terciario Superior, ha obliterado y/o atenuado las manifestaciones de estas

estructuras oblicuas anteriores. Igualmente la fábrica de las metamorfitas, paleozoicas, en que es común la dirección de foliación NW, quizás esconda la presencia de megaestructuras paralelas y ha impedido una correctamente evaluación de todas ellas.

La falta de información geofísica acerca de las megafallas es manifiesta. Cuantas y cuales de ellas corresponden a una tectónica *thin skinned* o se arraigan profundamente en la corteza, son algunas interrogantes que futuros estudios gravimétricos y/o sísmicos podrían ayudar a resolver.

De cualquier manera, el interés geodinámico de las principales zonas de falla descritas (ZFA, ZFLO, ZFM) es manifiesto, y marcan campos experimentales de gran riqueza, abierto a la iniciativa de investigaciones y de programas multidisciplinarios.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a sus colegas R. Charrier y E. Godoy, quienes revisaron críticamente el manuscrito del presente artículo e hicieron en él valiosas sugerencias. Este trabajo es un aporte al programa de Investigación de los Grant E-2456 y 2457 de la Dirección de Investigación y Bibliotecas (DIB) de la Universidad de Chile. Asimismo, se presenta como una contribución al Proyecto P.I.C.G. N° 202 Megafallas de Sudamérica.

REFERENCIAS

- Aguilar, A.; Niemeyer, H., 1984. Una zona de falla activa desde el Paleozoico Inferior hasta el Neógeno en Quebrada Sama, al norte de Chuquicamata. Región Antofagasta. Comunicaciones, 34, 25-35.
- Arabasz, W., 1968. Geologic structure of the Taltal area, northern Chile, in relation to the Earthquake of December 28, 1966. Bull of the Seismological Soc. Of. Am., 58, 835-842.
- Arabasz, W., 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault zone in northern Chile. Ph.D. Thesis, California Inst. of Technology, Pasadena.
- Araya, E., 1979. Estudio geológico preliminar del área ubicada entre los 42°30' y 43°20' latitud sur y los 72°30' y 73°00' longitud oeste (comuna de Chaitén, Prov. de Chile, X Región). Memoria de Título, Depto. de Geología, Universidad de Chile.
- Aubouin, J.; Borrello, A.V.; Cecioni, J.; et al., 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. Revue de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn., XV: 1-2, 11-72.
- Barker, P.F.; Barber, P.L.; King, E.C., 1982. An Early Miocene ridge crest-trench collision on the south Scotia ridge near 36°W. In Antarctic Earth Science, R.L. Oliver, P.R. James and J.B. Jago Eds., Camberra, 343.

- Berg, K.; Bretkreuz, C., 1983. Mesozoische Plutone in der nordchilenischen Küstenkordillere: Petrogenese, Geochronologie, Geochemie und Geodynamik mantelbetonter Magmatite. *Geotkt. Forsch.*, 66:1, 1:107.
- Bobenieth, L.E., 1980. Geología de los cuadrángulos Cerro Desamparado y Cerro Soledad, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Memoria de Título, Dep. de Geología Universidad de Chile.
- Bookstrom, A., 1977. The magnetite deposits of El Romeral, Chile. *Econ. Geol.*, 72, 1101-1130.
- Boric, R., 1980. Geología de los cuadrángulos Colupito y Toco, región de Antofagasta. Memoria de Título, Dep. de Geología, Universidad de Chile.
- Bowes, W.A.; Knowles, P.H.; Moraga, A.; Serrano, M., 1961. Reconnaissance for uranium in the Chañaral-Taltal area, provinces of Antofagasta and Atacama, Chile. U.S. Atomic Energy Comm. R.M.E., 4565 (rev.).
- Candie, S.C.; Herron, E.M.; Hall, B.R., 1982. The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific. *Earth and Plan. Sc. Let.*, 57, 63-74.
- Carter, W.D.; Aguirre, L., 1965. Structural geology of Aconcagua province and its relationship to the central valley graben, Chile. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 76, 651-664.
- Charrier, R., 1981. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und palaeogeographische Entwicklung: *Berliner geowiss. Abhandlungen*, (A), 36, 1-270.
- Dalziel, I., 1983. The evolution of the Scotia Arc: a Review. In *Antarctic Earth Science*, R.L. Oliver, P.R. James and J.B. Jago Eds., Camberra, 282-288.
- Dott, R.; Winn, R.; Smith, C., 1982. Relationship of late Mesozoic and early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia Arc. In *Antarctic Geoscience*, C. Graddock Ed., Madison, 193-202.
- Espinoza, S., 1984. Dos perfiles por la franja milonítica de Atacama-Coquimbo y un alcance sobre la metalogénesis del hierro. *Comunicaciones*, 34, 75-80.
- Forsythe, D.H., 1975. Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. *Jour Geoph. Res.*, 80: 11, 1429-1443.
- Forsythe, R.; Nelson, E., 1986. Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, southern Chile. *Tectonic*, 4: 5, 477-495.
- Fuenzalida, R., 1972. Geological correlation between the Patagonian Andes and the Antarctic Peninsula and some Tectonic implications M.Sc. Thesis, Stanford University.
- Fuenzalida, R., 1974. The Magellan Fault Zone. In *Proceedings of the Symposium on "Andean and Antarctic Volcanology Problems"*. 19.
- Fuenzalida, R.; Harambour, S., 1984. Evidencias de hundimiento y solevantamiento en la península Brunswick, Magallanes. *Comunicaciones*, 34, 117-120.
- Fuenzalida, J.L., 1979. Estudio geológico preliminar de Península Huequi Xª Región. Memoria de Título, Dep. de Geología, Universidad de Chile.
- Frutos, J.; Oyarzún, J., 1984. Tectonic and Petrological frame of the Cretaceous Iron Deposits of North Chile. *Mining Geology*, 34: 1, 21-31.
- García, A., 1986. Paleomagnetic Reconnaissance of the "Region de Los Lagos", southern Chile, and its tectonic implications. M.Sc. Thesis, Western Washington University.
- Godoy, E., 1984. Consideraciones sobre la zona de falla Atacama al oeste de Domeyko. *Comunicaciones*, 34, 71-73.
- Halpern, M.; Fuenzalida, R., 1978. Rb-Sr geochronology of a transect of the Chilean Andes between latitudes 45° and 46° south. *Earth and Plan Sc. Let.*, 41, 60-66.
- Herron, E.; Bruhn, R.; Winslow, M.; Chuaqui, L., 1977. Post miocene tectonics of the Margin of Southern Chile. In *Taiwani, M. and W.C. Pittman Eds. Maurice Ewing*

- Series, 1: Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc basins, Washington D. C. Amer. Geophys. Union, 273—284.
- Hervé, F., Moreno, H.; Parada, M.A., 1974. Granitoids of the Andean Range of Valdivia Province, Chile. *Pacific Geology*, 8, 39—45.
- Hervé, F.; Araya, E.; Fuenzalida, J.; Solano, A., 1979. Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé Continental, Xª Región. *Actas 2ª Congr. Geol. Chileno, Arica, I, F1 — F18.*
- Hervé, F., 1984. Rejuvenecimiento de edades radiométricas en la zona de falla Liquiñe Ofqui, en Aysén. *Comunicaciones*, 34, 107—116.
- Hervé, M., 1975. Estudio Geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de movimiento transcurrente (Prov. de Valdivia). *Actas 1er Congr. Geol. Chileno, Santiago, 1, B39—B56.*
- Hervé, M., 1977. Geología del área al Este de Liquiñe, provincia de Valdivia, Xª Región, Santiago, Memoria de Título, Dep. de Geología, Universidad de Chile.
- Hervé, M., 1984. La zona de falla Liquiñe-Ofqui en Liquiñe. *Comunicaciones*, 34, 101—106.
- Hervé, M., 1987. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior, en la zona de falla Atacama, al norte de Paposo (24°30'S). *Rev. Geol. de Chile (en prensa).*
- Katz, H., 1964. Some new concepts on geosynclinal development and mountain building at the southern end of South America. *Proc. 22 nd. Intern. Geol. Cong., New Dehli, 4, 241—255.*
- Katz, H., 1973. Contrasts in tectonic evolution of orogenic belts in the south-east Pacific. *Jour. Royal Soc. New Zealand, 3:3, 333—362.*
- Lahsen, A.; Moreno, H.; Varela, J., et al., 1985. Geología y Riesgo Volcánico del Volcán Calbuco, Centros Eruptivos Menores, ENDESA Dep. de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. Informe Inédito
- Mercado, M., 1977. Geología de la cordillera de la Costa entre Chañaral y Caldera. Memoria de Título, Dep. de Geología, Universidad de Chile.
- Moreno, H. y Parada, M.A., 1976. Esquema geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 39°00' y 41°30'S. *Actas 1er Congreso Geológico Chileno, Santiago, 1, A213—A226.*
- Moscoso, R., 1979. Geología de una franja transversal a la cordillera de la Costa y Cordillera de los Andes a la latitud de Domeyko (29°S). Región de Atacama. Memoria de Título, Dep. de Geol. Universidad de Chile.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R., 1984. Geocronología K-Ar del Extremo septentrional del Batolito Patagónico en la Región de los Lagos, Chile. *IX Congr. Geol. Argentina, Bariloche, III, 133—145.*
- Naranjo, J.A.; Hervé, F.; Prieto, X.; Munizaga, F., 1984. Actividad mecánica de la falla Atacama al este de Chañaral: milonitización y plutonismo. *Comunicaciones*, 34, 57—66.
- Naranjo, J.A., 1987. Interpretación de la actividad Cenozoica Superior, a lo largo de la zona de falla Atacama, Norte de Chile. *Rev. Geol. de Chile, (en prensa).*
- Nelson, E. y Forsythe, R., 1984. Field Report, Taitao Expedition. Informe inédito, 16 p.
- Niemeyer, H., 1984. La megafalla Tucucaro en el extremo sur del Salar de Atacama: una antigua zona de cizalle reactivada en el Cenozoico. *Comunicaciones*, 34, 37—45.
- Olivera, I., 1975. Geología Económica, geoquímica y marco geológico regional ampliado de los distritos auríferos Las Novias y Ligas Negras. Prov. de Atacama. Memoria de Título, Dep. de Geología, Universidad de Chile.

- Perelló, J. Muller, G., 1984. El Horst de Sierra Castillo en la Cordillera de Domeyko, al occidente del salar de Pedernales: sus fallas límites Barrancas y Sierra Castillo. *Comunicaciones*, 34, 47–55.
- Pichon, R., 1981. Contribution a l'étude de la ceinture du fer du Chili. Les gisements de Bandurrias (Prov. d'Atacama) et de Los Colorados Norte (Prov. de Huasco). *These de Docteur 3^{er} cycle*, Centre d'Orsay, Université de Paris-Sud.
- Pincheira, M. 1981. Geología de la mitad oriental del cuadrángulo Astillas. Nuevos antecedentes de la franja ferrífera Principal entre los 28° 15' y 28° 30' Latitud Sur, Memoria de Título, Dep. de Geología, Universidad de Chile.
- Pincheira, M.; Thiele, R., 1982. El Neocomiano de la Cordillera de la Costa al NW de Vallenar (28°15' a 28°30'S): situación tectónica del borde occidental de la cuenca marina neocomiana tras-arco. *Actas 3^{er} Congr. Geol. Chileno*, Concepción, 1, A 236–A 261.
- Puig, A.; Hervé, M.; Suárez, M., 1984. Milonita en el batolito patagónico y en sus rocas de caja, al sur de Tierra del Fuego. *Comunicaciones*, 34, 121–125.
- Romero, G., 1983. Geología del sector Alto Palena-Puerto Ramírez, Chiloé Continental, Memoria de Título, Dep. de Geología, Universidad de Chile.
- Ruiz, C., 1985. Geología de Chile y Yacimientos Metalíferos de Chile. *Inst. de Invest. Geol., Ed. Universitaria*, 1–389.
- Saint Amand, P.; Allen, C.R., 1960. Strike-slip faulting in northern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71, 1965.
- Salfity, J.A., 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el Noroeste argentino. *Actas 4^o Congreso. Geol. Chileno*, Antofagasta, 1, (2) 119–(2) 137.
- Scheuber, E., 1987. Geologie der nordchilenischen Küstenkordillere zwischen 24°30' und 25°S, unter besonderer Berücksichtigung duktiler Scherzonen im Bereich des Atacama-Störungssystems Tesis de Doctorado, Inst. de Geología, Univ. Libre de Berlín.
- Soffia, J.M., 1984 Antecedentes preliminares sobre el magmatismo Terciario Superior, en península Taitao, Chile. Dep. de Geología, Universidad de Chile, Informe Inédito.
- Solano, A., 1979. Geología del sector costero de Chiloé Continental entre los 41°50' y 42°10' de la latitud sur. Memoria de Título, Dep. de Geología, Universidad de Chile.
- Stiefel, J., 1970. Das andesprofil im Bereich des 45° südlichen Breitengrades. *Geol. Rundschau*, 59:3, 961–979.
- Suarez, M.; Pettigrew, T.H., 1976. An upper mesozoic island arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geol. Magazins*, 113:4, 305–400.
- Tidy, E., 1984. Lineamientos identificados en imágenes Landsat y la localización de Pórfidos Cupríferos. *Comunicaciones*, 34, 81–99.
- Thiele, R.; Pincheira, M., 1984. Las megafallas Los Colorados-Portezuelo Tatora y La Sosita-Huantamé, en el extensión sur de la zona de falla Atacama, al NW de Vallenar. *Comunicaciones*, 34, 67–69.
- Thiele, R.; Pincheira, M., 1987. Tectónica transpresiva y fallas de desgarre en el extremo Sur de la zona de falla Atacama. *Rev. Geol. de Chile* (en prensa).
- Thiele, R.; Hervé, F.; Parada, M.A. y Godoy, E., 1986. La Megafalla Liquiñe-Ofqui en el Fiordo de Reloncaví (41°30') Chile. *Comunicaciones*, 37, 31–47.
- Uyeda, S., 1982. Subduction zones: an introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*, 81, 133–159.
- Winslow, M., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and Neotectonics in the Southernmost Andes. In *Antarctic Geoscience*, C. Craddock Ed., Madison 142–152.

