

TECTONICA TRANSPRESIVA Y MOVIMIENTO DE DESGARRE EN EL SEGMENTO SUR DE LA ZONA DE FALLA ATACAMA, CHILE

RICARDO THIELE

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

MARCOS PINCHEIRA

Departamento de Geociencias, Universidad de Concepción, Casilla 3-C, Concepción, Chile

RESUMEN

El segmento sur de la Zona de Falla Atacama es un accidente de fractura de desgarre mayor, el que se ha manifestado periódicamente desde el Cretácico Inferior en diferentes eventos tectónicos.

Las estructuras que componen el sistema de pliegues y fallas en el tramo estudiado se enmarcan en una tectónica transpresiva, con movimiento dominante sinistral a lo largo del lineamiento de la Zona de Falla Atacama.

Los análisis cinemático y de esfuerzo-deformación de las megafallas Los Colorados y La Sosita-Huante-mé, las cuales son representativas del segmento sur de la Zona de Falla Atacama, sugieren una dinámica de fallamiento asociada a la evolución del margen Pacífico de Sudamérica. Ambas megafallas son el resultado de un cizallamiento regional, convergente, primario, según una dirección N20°E, relacionado con esfuerzos horizontales del cuadrángulo NW.

Palabras claves: Tectónica transpresiva, Cretácico Inferior, Falla Atacama, Norte de Chile.

ABSTRACT

The southern segment of the Atacama Fault Zone is the result of a major wrench fault system which has been periodically activated, since the Late Cretaceous, by different tectonic events.

In the region under study, the structures forming part of the fold-fault system belong to a transpressive tectonic regime, dominated by a left-lateral movement along the Atacama Fault Zone.

Kinematic and stress-strain analyses of the Los Colorados and La Sosita-Huante-mé megafaults, which are representative of the southern segment of the Atacama Fault Zone, suggest a fault dynamics associated with the evolution of the Southamerican Pacific margin. Both megafaults are the result of a N20°E primary convergent regional shearing, related to horizontal stresses of the NW quadrangle.

Key words: Transpressive tectonics, Lower Cretaceous, Atacama Fault Zone, Northern Chile.

INTRODUCCION

En el presente estudio se analiza la generación y evolución de dos megafallas representativas del segmento sur de la Zona de Falla Atacama (ZFA), en su tramo 28-29°S (Fig. 1). Estas megafallas se ubican en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, donde controlan la distribución de los principales yacimientos de hierro de la región.

Una de las megafallas estudiadas une los yacimientos de Boquerón Chañar y Los Colorados; la otra alinea las minas Chañar-Quemado, La Sosita, Huante-mé y Algarrobo (Fig. 2).

La descripción y análisis cinemático de ambas

estructuras se apoyan en el conocimiento de la geología básica del área adyacente a las megafallas y en la cronología de los diferentes episodios magmáticos, metalogénicos y tectónicos, que intervienen en la historia geológica de la región, proveniendo las observaciones de mayor detalle del tramo 28°15'-28°30'S (Cuadrángulo Astillas; Fig. 6). Del análisis de la deformación se desprenden ideas respecto a la dinámica del fallamiento y se concluyen algunas observaciones generales sobre el comportamiento y marco geotectónico del segmento andino involucrado.

ANTECEDENTES GEOLOGICOS DEL AREA ADYACENTE A LAS MEGAFALLAS

La región comprende, principalmente, secuencias volcánicas y sedimentarias marinas, neocomianas, depositadas en el umbral del arco volcánico emplazado al oeste de la cuenca marina "andina" de tras-arco (Fig. 3). Estas series muestran, por consiguiente, engranes y sobreposiciones de los depósitos volcánicos del arco con las rocas sedimentarias marinas. La roca fundamental sobre la cual transgredió el mar neocomiano (¿hasta el Barremiano?) estaría representada por secuencias casi exclusivamente volcánicas, asignadas al lapso entre el Jurásico Superior-Neocomia inferior (Pincheira y Thiele, 1982).

En cuanto a la paleogeografía neocomiana en el sector estudiado, ésta habría estado marcada por una zona de debilidad cortical, originalmente asociada con posibles fracturas de extensión, la cual, posteriormente, se acentuó como la ZFA (Pincheira y Thiele, 1982) (Fig. 3).

El conjunto de los terrenos mesozoicos está muy deformado, en pliegues y fallas, e intruido profusamente por granitoides de edad valanginiiano-aptiana (Tabla 1); además, estas rocas han sido mineralizadas y alojan los diferentes yacimientos de hierro que jalonan la denominada "Franja Ferrífera Principal" (Ruiz *et al.*, 1963).

El análisis histórico-geológico de la región considerada en el presente estudio permitió determinar que los primeros episodios tectónicos, magmáticos y metalógenicos ocurrieron cronológicamente próximos, a fines del Cretácico Inferior, y continuaron manifestándose como procesos concomitantes durante el Cretácico Superior temprano.

Sobre las secuencias del Jurásico Superior-Neocomiano, deformadas, intruidas y mineralizadas, se depositaron discordantemente los terrenos volcánicos cenozoicos (¿Paleoceno-Eoceno Inferior?), los cuales tienen escasa distribución en el sector. Estos últimos forman una cubierta subhorizontal a suavemente deformada con pliegues de gran longitud de onda, que contrasta con el estilo de deformación más acentuado de los terrenos mesozoicos subyacentes. De esta manera, es posible definir un plano de discordancia neto entre ambos terrenos y, en consecuencia, separar dos niveles estructurales (Fig. 4).

La zona de falla analizada en el presente estudio representa un elemento estructural participativo tanto del nivel estructural inferior como del superior, ya que se trata de un accidente de fractura que ha sido reactivado a través del tiempo. En el nivel superior, se aprecia tan sólo como una banda densamente fracturada, correspondiente a las actuales megafallas, y en el nivel inferior, como una franja de rocas de falla no foliadas y foliadas, con mineralización y alteración actinolítica. Las rocas de caja de la mineralización corresponden sólo a las unidades rocosas mesozoicas y, en consecuencia, el episodio metalógeno que dio origen a ésta se habría producido con anterioridad a la deposición de las volcanitas cenozoicas.

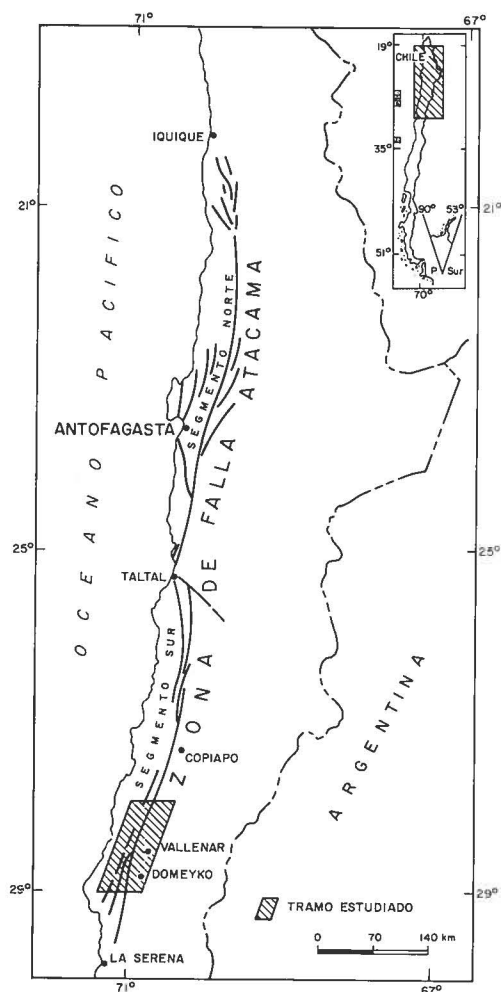


FIG. 1. Extensión geográfica de la Zona de Falla Atacama y ubicación del tramo estudiado.

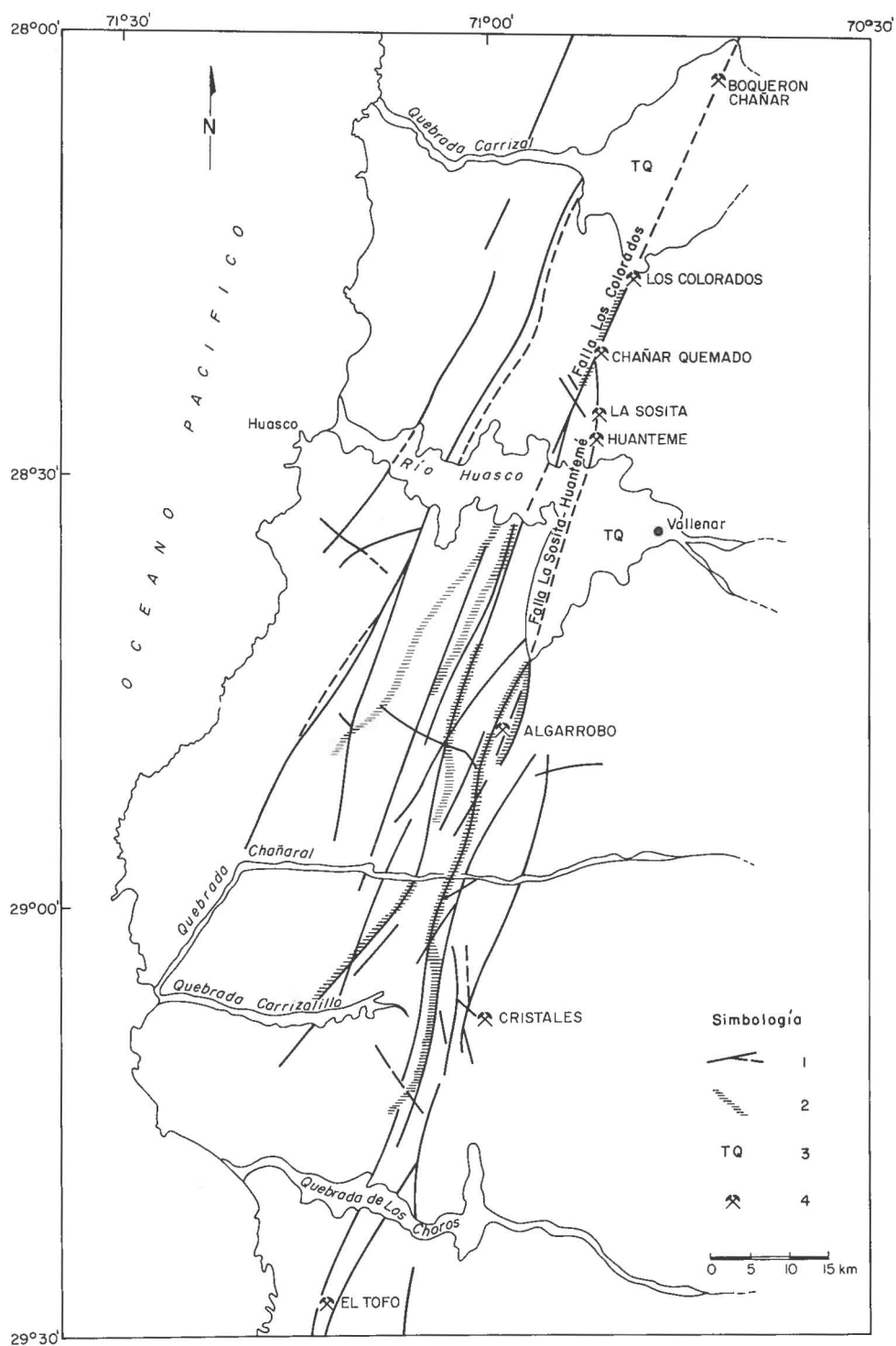


FIG. 2. Interpretación de imagen satelitaria del extremo sur de la Zona de Falla Atacama; extensión geográfica de las megafallas Los Colorados y La Sosita-Huantemé y ubicación de los principales yacimientos de hierro de la región. 1. Lineamiento principal; 2. Franja de pequeños lineamientos sub-paralelos; 3. Depósitos terciario-cuaternarios; 4. Yacimiento.

TABLA 1. EDADES K-AR DE MUESTRAS DE ROCAS INTRUSIVAS PROVENIENTES DEL AREA DE ESTUDIO

Roca	Lugar	Edad Ma	Referencias
Diorita	Colorado Norte	108	Pichón, 1981
Dique post-mineralización	Colorado Norte	110	Pichón, 1981
Andesita	Colorado Norte	111	Pichón, 1981
Biotita (vena)	Boquerón Chañar	128,0 ± 4,0	Zentilli, 1974
Granito	El Algarrobo	111,6 ± 5,6	Montecinos, 1983
Granodiorita	El Algarrobo	117,2 ± 5,9	Montecinos, 1983
Diorita	El Algarrobo	124,3 ± 6,2	Montecinos, 1983

En el área estudiada, destaca la perfecta coincidencia espacial de la franja de rocas de falla y de alteración actinolítica asociada a los yacimientos, que son propias del nivel estructural inferior, con las actuales megafallas representativas del nivel estructural superior. Ellas configuran una sola megaestructura lineal, definida por un sistema anastomosado y ramificado de fracturas y de pliegues, que corta de norte a sur la región, dividiéndola en dos sectores o dominios independientes, con características algo diferentes.

Al oeste de la megaestructura, las series neocomianas atestiguan todas haberse acumulado en un dominio paleogeográfico que, a escala regional, representa la zona de transición entre el arco y la cuenca; siempre se desarrollan allí secuencias de

rocas volcánicas y sedimentarias intercaladas. Las series neocomianas que se extienden inmediatamente al este de la franja mineralizada, en cambio, a escala local, representan dominios algo diferentes. En el Cuadrángulo Astillas, por ejemplo, corresponde a una pequeña cuenca intra-arco, ubicada en el borde del arco, en el lugar donde se juntan o bifurcan las dos megafallas estudiadas (Figs. 5, 6); se reconocen aquí facies exclusivamente carbonatadas de plataforma profunda y, también, facies de borde en su límite oriental (Pincheira y Thiele, 1982).

También el estilo de deformación de los terrenos mesozoicos difiere de un lado al otro de la zona cizallada.

En el lado occidental, los pliegues de las series

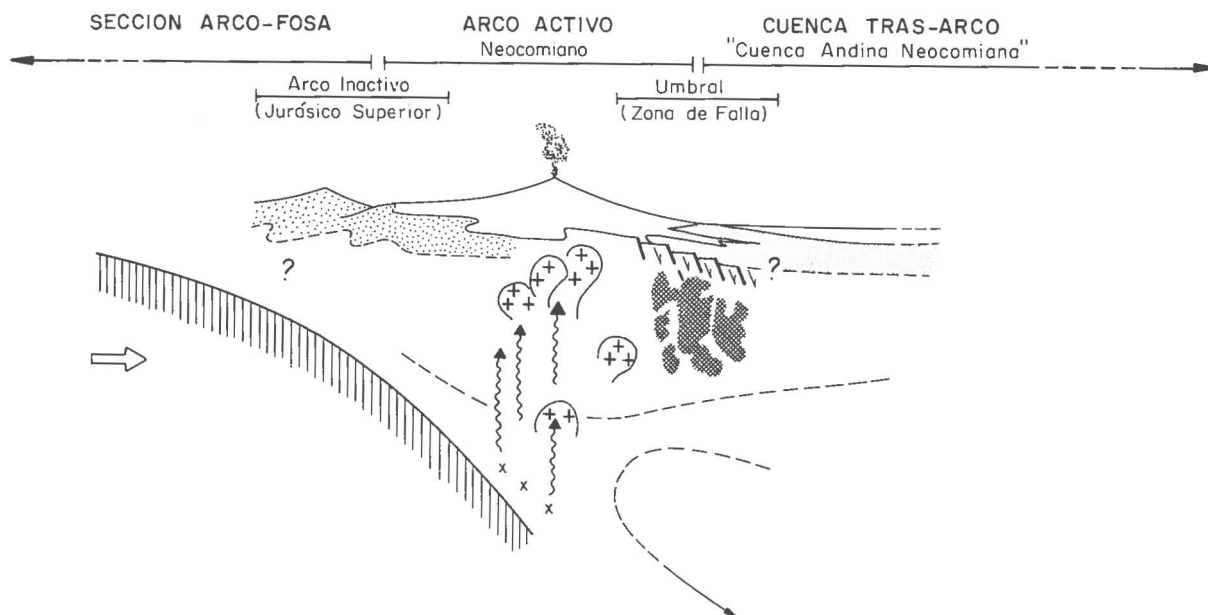


FIG. 3. Perfil esquemático del margen continental activo en el Neocomiano, con indicación de los principales elementos paleogeográficos involucrados.

NW

SE

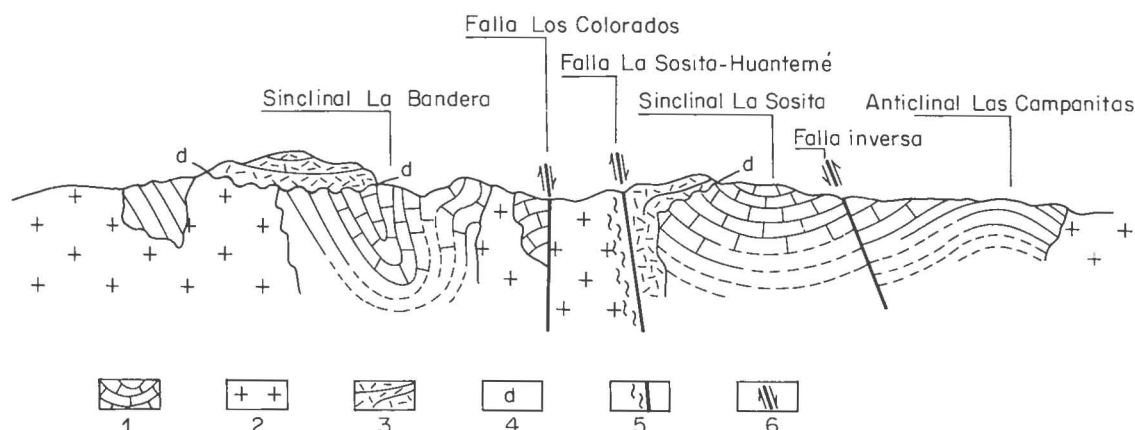


FIG. 4. Perfil estructural a la latitud de la mina Chañar Quemado, aproximadamente. 1. Series volcánicas y sedimentarias marinas neocomianas; 2. Granitoides de edad aptiana; 3. Terrenos volcánicos cenozoicos; 4. Plano de discordancia que separa el nivel estructural inferior del superior; 5. Rocas de falla indicadoras de cizallamiento subhorizontal y zona de alteración actinolítica; 6. Falla indicando sentido del último movimiento detectado (vertical).

neocomianas son cerrados, algunos volcados y hasta "pellizcados". En el Cuadrángulo Astillas, destaca el sinclinal de Sierra La Bandera, que corresponde a un pliegue isoclinal subhorizontal, con una razón longitud de onda-espesor de los estratos de 1:2 y volcado hacia el oeste, con manteo de 50-75° (Figs. 4, 6).

En el lado oriental de las fallas, en cambio, los

pliegues son concéntricos y abiertos, de ejes subparalelos y algo sinuosos. En el Cuadrángulo Astillas, destaca el sinclinal asimétrico buzante al S-SW de Sierra La Sosita, que tiene una razón longitud de onda-espesor de los estratos 1:10 y amplitud de 1.200 m (Figs. 4, 6). Hacia el norte y sur de esta área, los estratos retoman, globalmente, una disposición homoclinal con manteos al NW.

LAS MEGAFALLAS

Las dos megafallas estudiadas se denominaron Los Colorados y La Sosita-Huamanté, respectivamente. La megafalla Los Colorados se extendería, a lo menos, desde el yacimiento Boquerón-Chañar, por el norte, hasta Portezuelo Tatara, por el sur; la megafalla La Sosita-Huamanté lo haría desde un poco al norte de la mina de Chañar-Quemado hasta más al sur de la mina El Algarrobo (Fig. 2). Esta última toma el relevo hacia el sur de la primera, en el sector de la mina de manganeso La Coquimbana, formando entre ambas una "Y" invertida con su vértice en este último lugar (Figs. 2, 6).

Las trazas de ambas estructuras tienen expresión en todas las unidades litológicas del área, esto es, tanto en los terrenos mesozoicos como cenozoicos (Thiele y Pincheira, 1984). Sin embargo, la franja de rocas de falla coincidente con estas

trazas compromete tan sólo a las rocas mesozoicas. Esta franja representa, por lo tanto, una zona de cizalle más antigua que las actuales trazas de las megafallas. Tiene comúnmente un ancho variable entre 20 y 30 m, aun cuando, excepcionalmente, alcanza un ancho cercano a los 600 m, como ocurre al oeste de Boquerón-Chañar.

En numerosos sectores del área estudiada estas estructuras lineales cortan y también limitan los cuerpos plutónicos mesozoicos, y se puede inferir que ellas debieron participar en su ascenso y emplazamiento. También se puede desprender, de su relación espacial con las secuencias y cuerpos subvolcánicos dacíticos que representan a los terrenos cenozoicos, que ellas facilitaron su extrusión y controlaron la distribución de este magmatismo más moderno. Un mecanismo similar de intru-

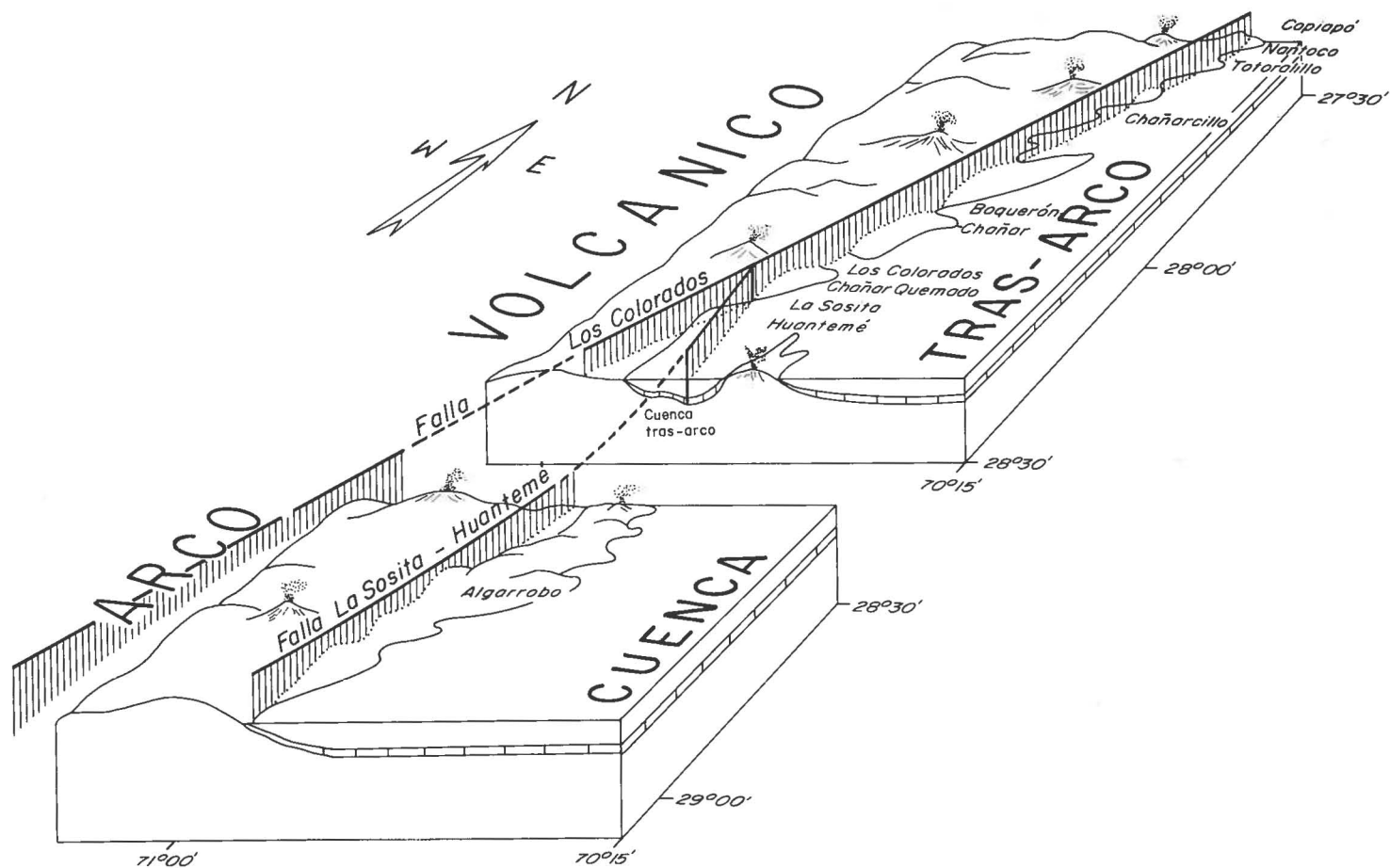


FIG. 5. Bloque diagrama mostrando la probable paleogeografía neocomiana, con ubicación de la Zona de Falla Atacama (adaptado de Pincheira y Thiele, 1982).

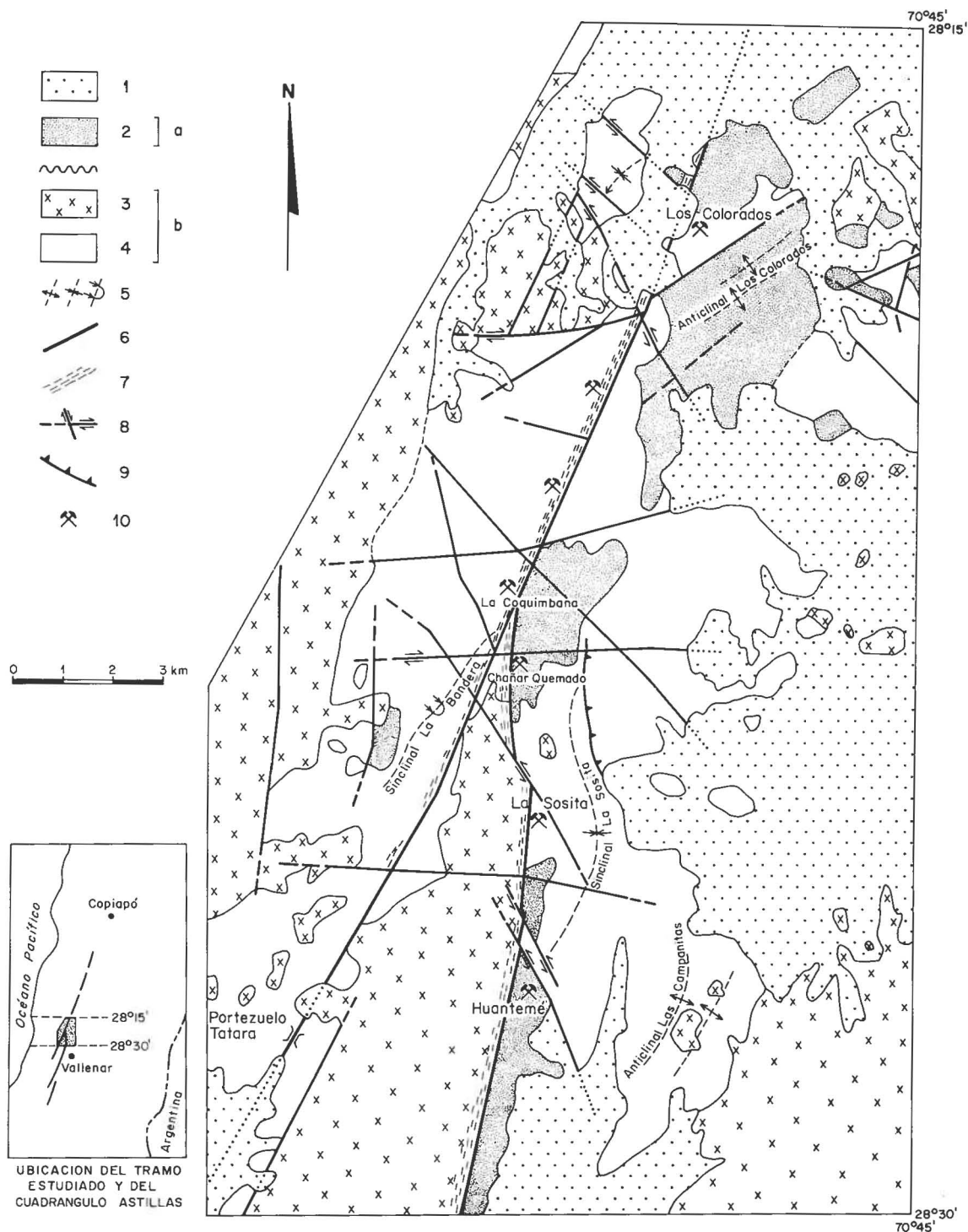


FIG. 6. Esquema estructural de la mitad oriental del Cuadrángulo Astillas. 1. Sedimentos no consolidados (Cenozoico superior); a. Nivel estructural superior: 2. Terrenos volcánicos (Cenozoico inferior); b. Nivel estructural inferior; 3. Batolito Astillas (Cretácico Superior); 4. Terrenos volcánico-sedimentarios (Cretácico Inferior); 5. Ejes de pliegues; 6. Traza de las megafallas Los Colorados-Portezuelo Tatara y La Sosita-Huanteemé; 7. Franja de rocas cataclásticas; 8. Fallas transcurrentes conjugadas; 9. Falla inversa. 10. Minas. Entre el nivel estructural superior e inferior existe una discordancia.

sión sintectónica con la ZFA en el Cretácico Inferior fue postulado por Naranjo *et al.* (1984) unos 200 km al norte, en el sector de Quebrada Saladito.

La megafalla Los Colorados es un accidente subvertical rectilíneo, de rumbo N20°E. Ella pone en contacto a las sedimentitas y volcanitas plegadas, que afloran en su bloque occidental con los cuerpos de rocas intrusivas distribuidos en el bloque oriental. En el tramo La Coquimbana-Portezuelo Tatara corre ligeramente oblicua al eje del pliegue isoclinal de Sierra La Bandera, del nivel estructural inferior, al que oblitera en su limbo oriental (Fig. 6).

Al sur de la mina La Coquimbana la traza de este accidente pierde expresión y la franja de rocas de falla del nivel estructural inferior se hace más estrecha.

La megafalla La Sosita-Huante-mé, que nace al sur de la mina La Coquimbana con rumbo N-S, se hace progresivamente más importante hacia el sur, aumentando de 100 a 150 m el ancho de la franja de rocas de falla. En el tramo La Sosita-Huante-mé, este accidente oblitera el limbo occidental del sinclinal de Sierra La Sosita, del nivel estructural inferior, y pone en contacto a las sedimentitas y volcanitas plegadas con rocas intrusivas leucocráticas, que se distribuyen en el lado occidental de esta falla (Fig. 6).

Las secuencias neocomianas, que exhiben un fuerte fracturamiento a ambos lados de la megafalla Los Colorados, en un ancho de varios metros, muestran a lo largo del tramo Los Colorados-La Coquimbana una foliación subparalela a dicha estructura. Corresponden éstas a rocas con cohesión primaria y con escasa fluidez, donde la cataclasis predomina sobre la recrystalización (Pincheira, 1981). El tamaño de los porfiroclastos (megascópicos), así como sus formas lenticulares, paralelamente orientadas, permite clasificarlas como protomilonitas, de acuerdo con Higgins (1971).

Por otra parte, rocas del Batolito Astillas, en las cercanías del tramo La Sosita-Huante-mé, exhiben cambios texturales y mineralógicos importantes (Pincheira, 1981). Se trata de milonitas, de acuerdo con la clasificación de Higgins (1971), constituidas por porfiroclastos de plagioclasa y anfíboles subredondeados (con la plagioclasa alterada y minerales de arcillas), y por cuarzo redondeado con marcada extinción ondulosa; su masa fundamental, en un 70% de la muestra, exhibe estructu-

ra fluidal subparalela al plano de falla y foliación, y está constituida por un agregado, en parte recrystalizado, de cuarzo-feldespato y por material isótropo finamente molido (Pincheira, 1981).

La distribución de estas rocas indicadoras de una deformación con desarrollo de flujo dúctil a semidúctil, sugiere que ellas fueron cizalladas a lo largo del plano de falla que se extendió desde Los Colorados hasta La Coquimbana, y desde allí hacia el sur, por la línea de falla que une Chañar Quemado con La Sosita y Huante-mé. Ello habría sucedido antes que se depositaran las series cenozoicas.

Las diferentes características que muestran las rocas cataclásticas estarían controladas por la roca original (sedimentitas, volcanitas y plutonitas) y por las condiciones físicas del medio, durante el fallamiento. Las plutonitas estaban a mayor profundidad que las secuencias volcano-sedimentarias, donde el efecto de una mayor temperatura y la presencia de fluidos que las acompañan permite suponer que se trató de "fallas calientes", que habrían favorecido el desarrollo de flujos más dúctiles (o plásticos) y su recrystalización parcial.

No obstante el cizallamiento subhorizontal detectado, todas las rocas afectadas (mesozoicas y cenozoicas) por ambas megafallas muestran estrías verticales, lo que indicaría que el último desplazamiento, relativo a lo largo de sus planos, fue de componente vertical. La clara discontinuidad litológica a ambos lados del plano de ruptura, además de la presencia de brecha y salbanda de falla, son elementos indicadores que esta última ruptura fue producto de una deformación rígida.

Como consecuencia del desplazamiento vertical, habría ascendido el bloque occidental respecto al oriental, lo que estaría avalado por los hechos siguientes: las milonitas generadas a expensas de los intrusivos, en profundidad, se distribuyen todas en el bloque occidental de la megafalla La Sosita-Huante-mé. En la ladera este de Sierra Huante-mé, por otra parte, se observa que estas rocas, de origen profundo, del bloque occidental están en contacto tectónico con los productos de alteración superficial ligados a los cuerpos subvolcánicos dacíticos más recientes, los que afectan sólo al bloque oriental.

Este último desplazamiento estaría directamente relacionado con el inicio de la evolución fisiográfica actual (Pincheira, 1981), puesta en evidencia en la región por los relieves opuestos de la Cordillera de la Costa y los llanos adyacentes.

FALLAS TRANSCURRENTES CONJUGADAS, ASOCIADAS A MEGAFALLAS

El sistema regional de fracturas también lo integran dos juegos de fallas transcurrentes conjugadas, uno dextral y el otro sinistral, los cuales están directamente asociados con las megafallas analizadas.

La proyección estereográfica equiareal de los polos de estos planos conjugados determinó, para las fallas sinistral, rumbos que varían entre 30°N y 56°W y para las fallas dextrales, rumbos comprendidos entre 71°N y 100°E , todas ellas con manteos verticales (Fig. 7).

Las fallas sinistral han tenido un rol importante en la modelación del paisaje. Ellas desplazan a las megafallas longitudinales en magnitudes que varían de 500-1.000 m, con corrimiento hacia el noroeste del bloque norte (Fig 6). También se observan desplazados por estos accidentes los ejes de los pliegues de las series neocomianas, la traza mineralizada (con actinolita) y los afloramientos de rocas intrusivas, además de los cuerpos mineralizados de alta ley de los yacimientos Huantemé

y Los Colorados.

Las fallas dextrales tienen una expresión topográfica menos relevante, aunque también desplazan a las megafallas longitudinales y a la traza mineralizada, con corrimiento de algunos metros hacia el este del bloque norte.

Todas las unidades de roca expuestas en la región están afectadas por estos juegos de fallas conjugados. No obstante, no todas las rocas volcánicas y subvolcánicas cenozoicas aparecen desplazadas por los movimientos transcurrentes. En algunas se observan desplazamientos laterales, en otras tan sólo estrías de falla subhorizontales con igual dirección que estas fallas, y en otras no se aprecian signos de que hayan tenido este tipo de movimiento. Además, numerosos diques de composición riolítica y rumbo EW, que nacen de los pórfidos dacíticos (o bien son petrográficamente afines a éstos) están alojados en fracturas del juego dextral conjugado. El conjunto de estos antecedentes avalaría la idea de que las rocas cenozoicas debieron ser depositadas antes y después que ocurriera este movimiento transcurrente conjugado.

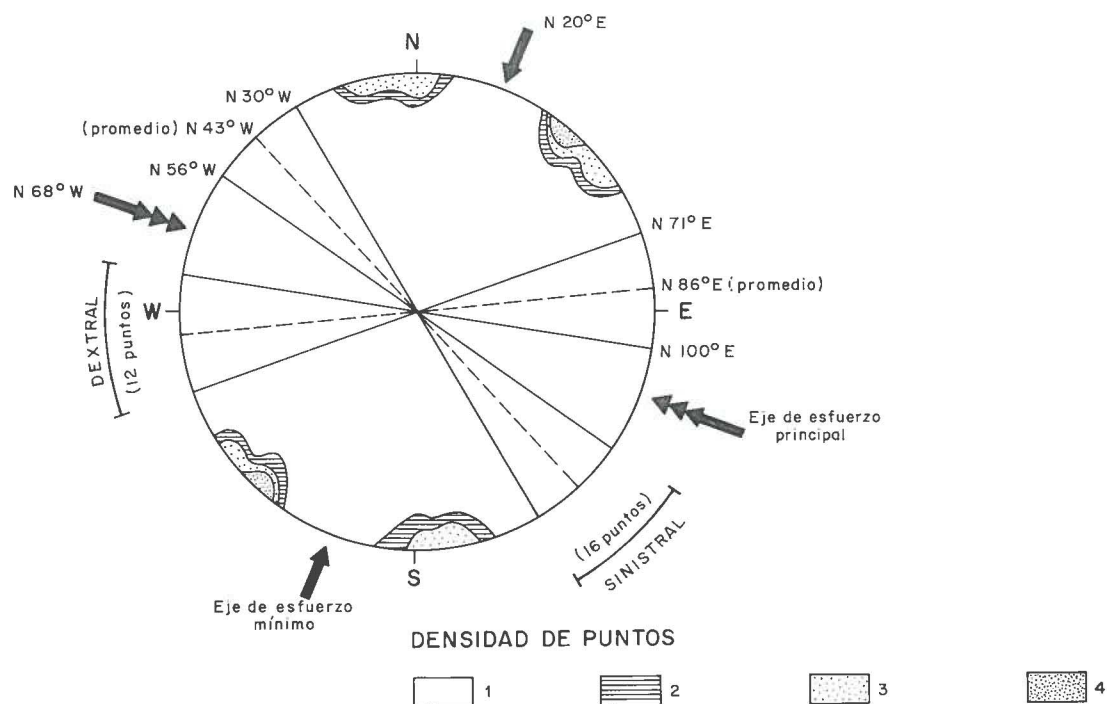


FIG. 7. Diagrama de proyección estereográfica equiareal de los polos de los planos de falla transcurrentes conjugados, indicando orientación promedio y dirección de esfuerzos de compresión máximo y mínimo, respectivamente. Densidad de puntos: 1. 0-6%; 2. 6-11%; 3. 11-14%; 4. Mayor que 14%.

ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN Y SU CRONOLOGÍA RELATIVA

El plegamiento que define el nivel estructural inferior sería anterior al primer fallamiento. Ello se aprecia en Sierra La Bandera y en Sierra Huantemé, donde las estructuras de pliegues se ven interrumpidas por las megaestructuras lineales.

El fracturamiento antiguo, que originó la franja de rocas de falla y favoreció los procesos mineralizados, debió tener lugar antes y después del ascenso y emplazamiento de los cuerpos plutónicos. Estos últimos, en varios lugares, son alargados y limitados por fallas, pero también contienen cataclasitas y milonitas y están afectados por la alteración actinolítica que acompaña al evento mineralizante. Se presume, por lo tanto, que el fallamiento con desarrollo de flujo dúctil a semidúctil se inició cuando el material intrusivo aún estaba caliente, para producir los fenómenos hidrotermales. Extrapolando los valores en las edades radiométricas de las rocas de falla y plutónicas asociadas de Quebrada Saladito (Naranjo *et al.*, 1984), se puede afirmar que estos episodios tectónicos y magmático ocurrieron durante el Cretácico Inferior.

Durante el Cretácico Superior, el cizallamiento

habría continuado con características de desarrollo intermedio, dúctil-rígido, hasta alcanzar su expresión morfológica a través de las actuales megafallas Los Colorados y La Sosita-Huantemé.

Es probable que los juegos transcurrentes conjugados, asociados a estas megafallas, se generaran a fines del Cretácico, eventualmente como resultado de un incremento del esfuerzo de deformación, que se manifiesta en forma ininterrumpida en esta parte de la corteza.

No es posible establecer la edad precisa de esta deformación con desarrollo dúctil-rígido, en particular su máxima y mínima, en tanto persista la incertidumbre respecto a la edad de ocurrencia del magmatismo subvolcánico y extrusivo dacítico que, en este estudio, tentativamente se supone es terciaria inferior (¿Paleoceno-Eoceno Inferior?), de acuerdo con Pincheira (1981).

En último término y con toda probabilidad durante el Terciario Superior, se produce el desplazamiento de componente vertical en condiciones de ruptura rígida correspondiente al último movimiento experimentado por las megafallas.

ANÁLISIS DE ESFUERZO-DEFORMACIÓN

MODELO TEÓRICO

Los análisis experimentales de esfuerzo-deformación, a diferentes escalas, demuestran que esfuerzos compresivos generan zonas de falla cizallantes, las cuales separan la muestra en bloques.

Según el modelo teórico (Anderson, 1951), frente a una compresión triaxial con eje de esfuerzo principal horizontal (σ_1), se generan en un material isótropo homogéneo dos planos de fallas verticales transcurrentes. Estos se ubican a 30° o más a cada lado del plano $\sigma_1 - \sigma_2$ (Fig. 8a) y representan los dos juegos conjugados de primer orden, dextral y sinistral respectivamente. El eje de esfuerzo intermedio (σ_2) es, en este caso, de orientación vertical y coincidente con la intersección de ambos planos conjugados. El eje de esfuerzo mínimo σ_3 es también horizontal, pero perpendicular a los otros dos (Fig. 8a). En las cuñas A y B se forman pliegues y fallas inversas y en las cuñas C y D, fallas normales y grietas con diques (Fig. 8b).

Se ha verificado, también, que a lo largo de las zonas de falla de desgarre se generan, en los bloques adyacentes, pliegues, fallas normales e inversas y con desplazamientos de rumbo, según un modelo definido (Harding, 1974; Sylvester y Smith, 1976) (Fig. 9). Asociado al cizallamiento simple se forman pliegues y fallas "en échelon", cuyas orientaciones, en relación a la zona de cizallamiento principal, muestran una rotación en función del grado de deformación (Crowell, 1984).

Así se forma un sistema anastomosado y ramificado de fallas, a lo largo de la zona de desgarre principal, compuesto de fallas sintéticas y fallas P. La dirección del movimiento de transcurrancia principal resulta de la composición de las direcciones de las fallas sintéticas y fallas P, a lo largo de las cuales se produce la transcurrancia (Fig. 10).

Moody y Hill (1956) y Moody (1973), en sus análisis de grandes fallamientos del globo terrestre, elaboraron las ideas de Anderson (1951) y McKinstrie (1953) respecto a la orientación de los esfuer-

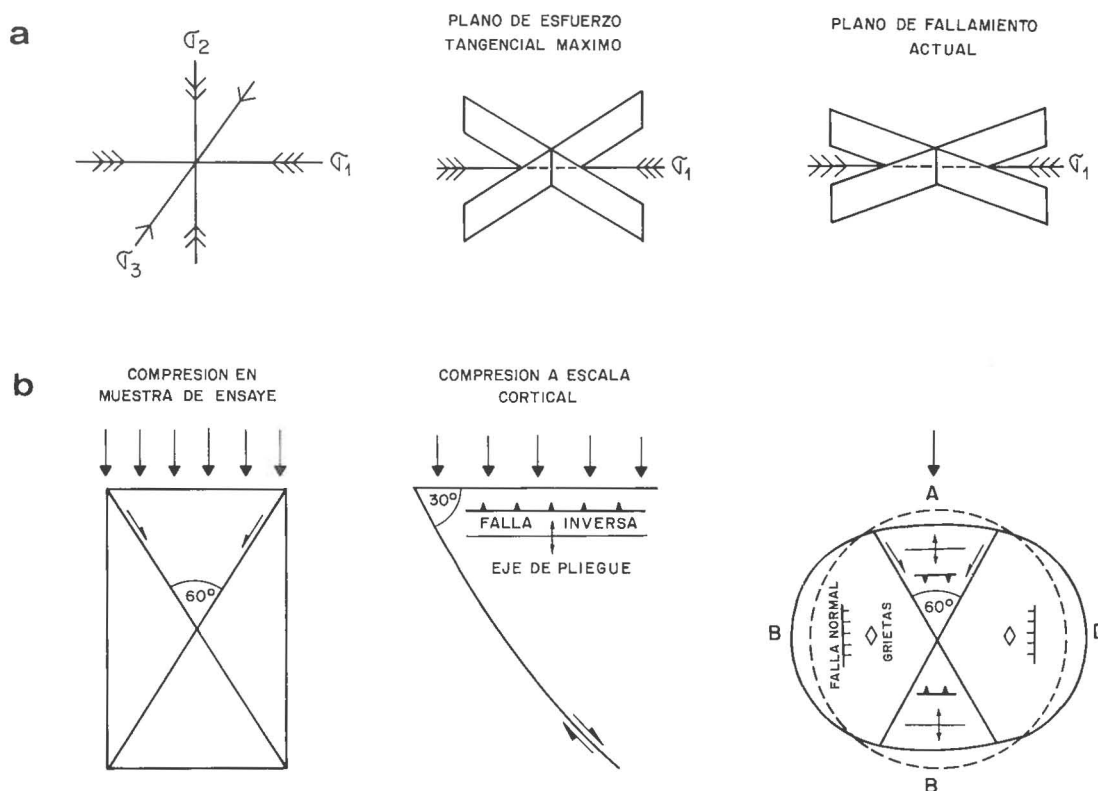


FIG. 8. **a.** Orientación de los ejes de esfuerzo principal máximo (σ_1), mínimo (σ_3) e intermedio (σ_2) en fallas de desgarre (según Anderson, 1951). **b.** Efectos de la compresión pura en rocas a diferentes escalas y distribución teórica de pliegues y fallas relacionadas con ésta.

zos primarios y secundarios, que originan las diferentes estructuras en los extremos de una transcurrencia (Fig. 11a). Según estos autores, si luego de ocurrida la primera ruptura (fallas de primer orden) persiste la compresión, los esfuerzos se reorientan y el esfuerzo principal se ubica casi perpendicular a la falla principal generada. Se producen así otros dos planos de falla verticales, de similares características a las primeras, pero orientados de distinta manera; éstos representan a dos juegos conjugados de segundo orden, uno dextral y otro sinistral. Además, este modelo teórico predice que, junto con las fallas de primer y segundo orden, se desarrollan pliegues de primer y segundo orden, respectivamente (Fig. 11b).

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

El modelo esfuerzo compresión-deformación teórico comentado fue reconocido en el análisis es-

tructural del tramo de la Zona de Falla Atacama, considerado en el presente estudio. La disposición espacial del sistema de fallas y pliegues mapeado en el Cuadrángulo Astillas permite asimilar éste al modelo teórico de esfuerzo compresivo ininterrumpido de Moody y Hill (1956) y Moody (1973).

Al sobreimponer el modelo teórico al sistema de pliegues y fracturas, se aprecia que existe una coincidencia geométrica casi perfecta entre ambos (Fig. 12). Por lo tanto, resulta apropiado interpretar y verificar tanto la cinemática como la dinámica de la deformación del área estudiada a partir del modelo considerado.

La megaestructura lineal muestra los efectos de una compresión horizontal, y la orientación de las estructuras secundarias, en relación al lineamiento estructural principal, permite concluir que éste representa una falla transcurrente sinistral. No se reconocieron, sin embargo, puntos de referencia que indicaran el valor del desplazamiento

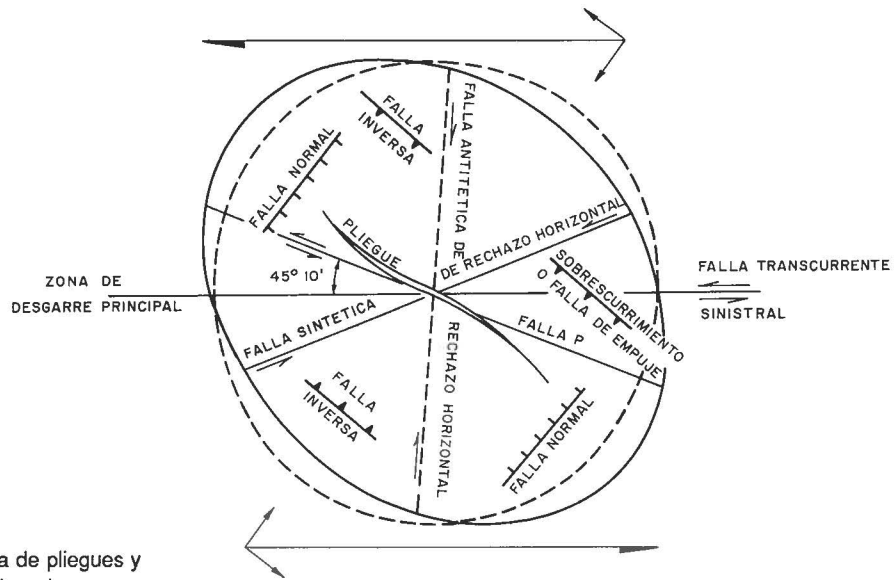


FIG. 9. Geometría de pliegues y fallas relacionadas con una zona de desgarre principal (modificado de Harding, 1974; y Sylvester y Smith, 1976).

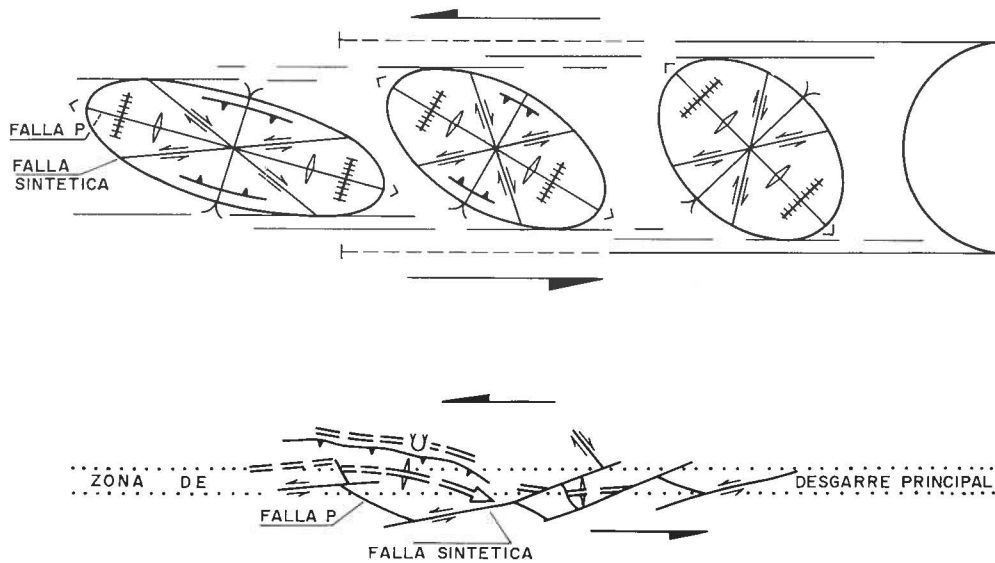


FIG. 10. Deformación progresiva a lo largo de una zona de desgarre principal, producida a través de fallas sintéticas fallas P (según Crowell, 1984).

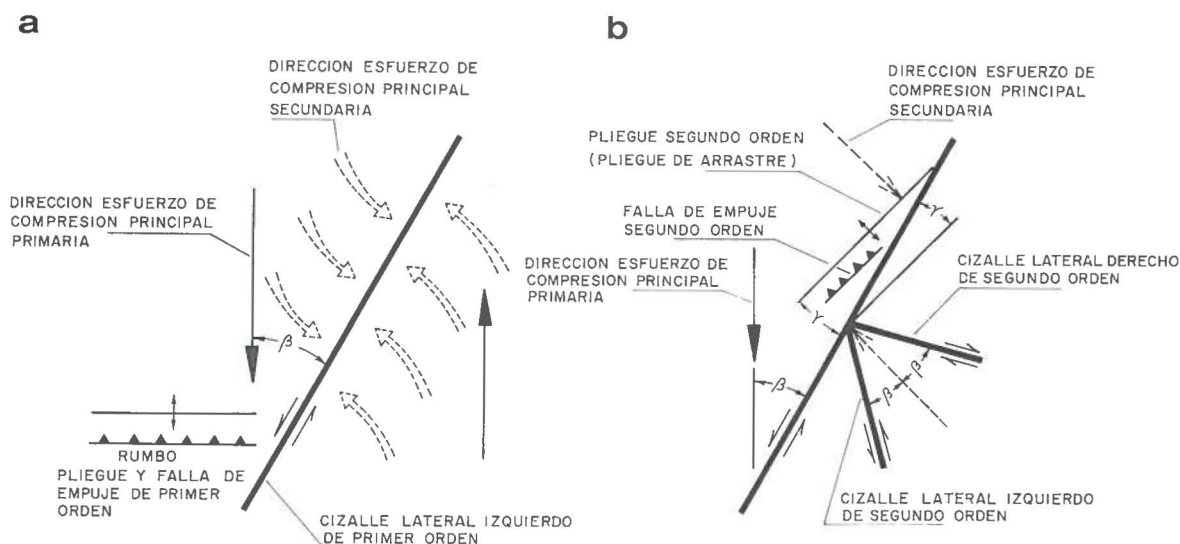


FIG. 11. **a.** Esquema de orientación de los esfuerzos de primer y segundo orden en zonas de falla de desgarre (según Moody, 1973). **b.** Esquema de las deformaciones de primer y segundo orden en zonas de falla de desgarre (según Moody, 1973).

horizontal.

Las megafallas longitudinales coinciden con la dirección teórica sinistral del fallamiento de primer orden. Son interpretadas como resultado de un cizallamiento regional convergente, de primer orden, según una dirección general N20°E, relacionado con esfuerzos del cuadrante noroeste.

Los planos de fallas dextrales y sinistral conjugados, mapeados, que forman ángulos promedio de 51° entre ellos y se cortan, aproximadamente, al cruzar ambos la traza de cizallamiento principal, corresponderían al fallamiento de segundo orden. Junto con otras fallas inversas y pliegues, resul-

tan de esfuerzos compresivos reorientados de segundo orden.

Se puede concluir, de esta forma, que el eje de esfuerzo principal que provocó la megaestructura lineal, que une Boquerón Chañar-Los Colorados-Chañar Quemado-La Sosita-Huante-mé-Algarrobo (fallas de primer orden) habría estado orientado en posición horizontal y con rumbo N15°W; el eje de esfuerzo mínimo habría sido, también, en sentido horizontal pero con rumbo N75°E (Fig. 12). Referente al eje de esfuerzo principal de segundo orden, éste tendría una dirección N55-60°W, la que es cercana a la dirección promedio que muestra el diagrama de frecuencia de la figura 7.

ORIGEN DE LA DEFORMACION

Las estructuras que componen el sistema de pliegues y fallas se enmarcan en una tectónica transpresiva (Harland, 1971) con movimiento sinistral a lo largo del lineamiento de la ZFA, con dirección general N20°E.

Este intenso tectonismo se correlaciona, cronológicamente, con el inicio de la apertura del Océano Atlántico Sur, hace aproximadamente 127 Ma, en el Valanginiense. En el Cretácico temprano el borde continental oeste de América del Sur habría estado sometido a esfuerzos compresivos horizon-

tales, de gran magnitud, que originaron zonas de transcurrancia como las analizadas en el presente estudio.

La dirección del esfuerzo principal debió ser parecida a la dirección que tuvo la convergencia de la litósfera del Pacífico con respecto al margen continental sudamericano neojurásico-eocretácico.

En el lapso comprendido entre 125 y 110 Ma, esto es, cuando la tasa de expansión en el Pacífico fue baja (5 cm/año) (Larson y Pitman, 1972; Fru-

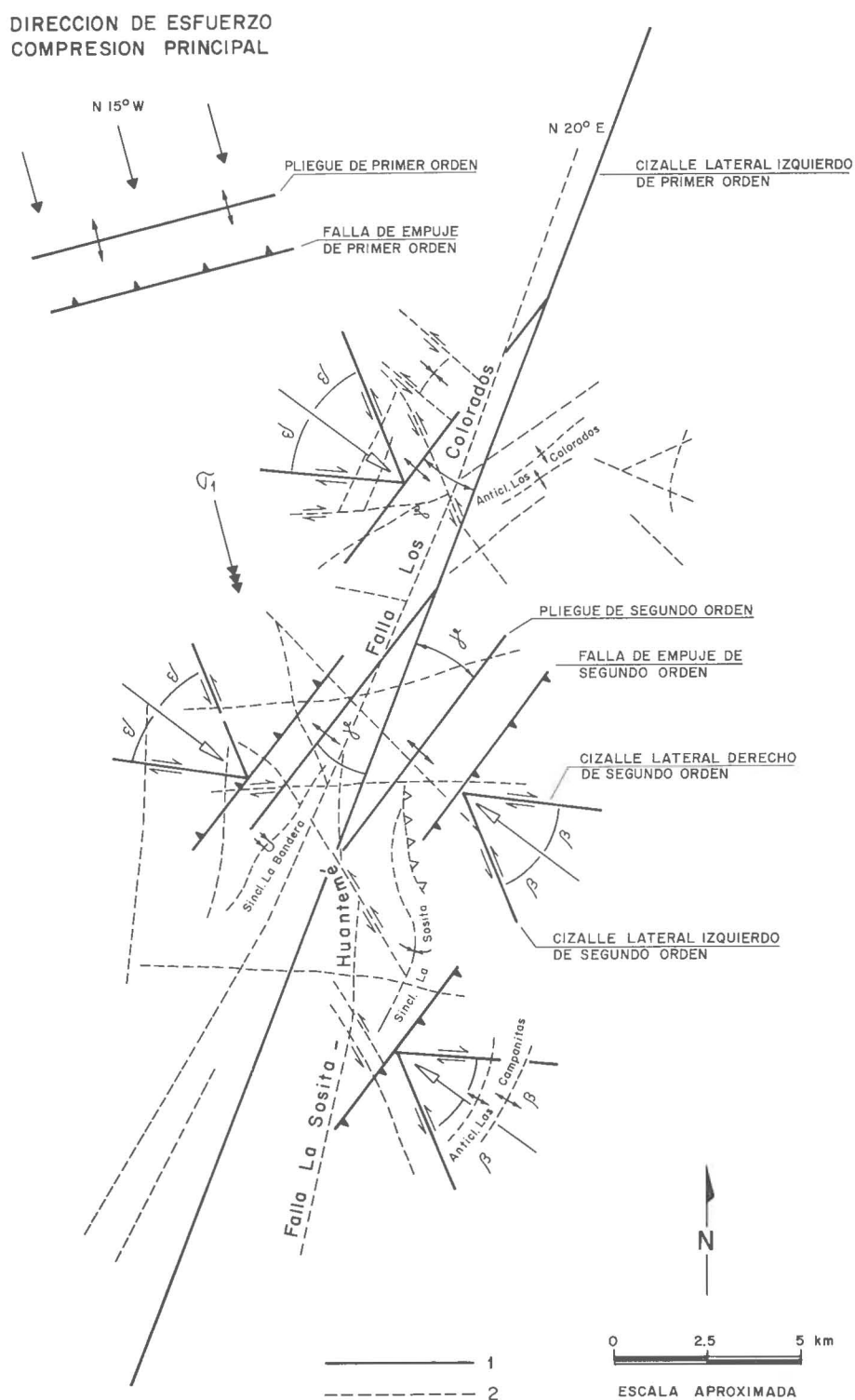


FIG. 12. Modelo teórico esfuerzo-deformación (según Moody y Hill, 1956 y Moody, 1973), superpuesto al sistema de pliegues y fallas mapeado en el Cuadrángulo Astillas. 1. Modelo teórico; 2. Estructuras mapeadas.

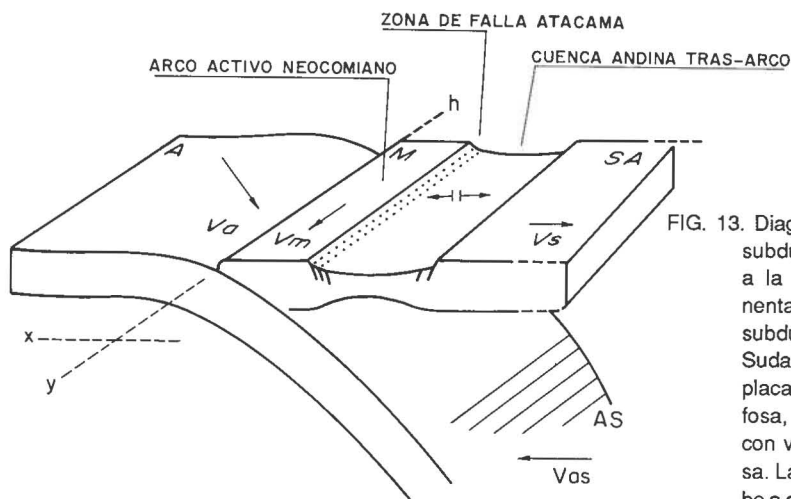


FIG. 13. Diagrama esquemático de la geometría de subducción (según Uyeda, 1983), adaptado a la situación tectónica del margen continental oeste de Sudamérica. A. Placa Aluk subductada, con velocidad V_A ; SA. Placa Sudamérica, con velocidad V_S ; M. Microplaca con arco volcánico y sección arcofosa, con velocidad V_M ; AS. Astenósfera, con velocidad V_{AS} ; h. Línea de eje de la fosa. La situación tectónica tipo Mariana se debe a que $V_S > 0$ en la dirección x.

tos, 1981), el estado de compresión del margen considerado en el presente estudio debió experimentarlo sólo la región del ante-arco. La región tras-arco debió estar dominada por esfuerzos distensivos (Fig. 13), según el modelo de subducción tipo Mariana ("low stress") de Uyeda (1982), régimen tectónico que es consistente con episodios de transtensión y/o expansión ensiálica en la región tras-arco, como lo sugerido por Levi *et al.* (1987).

La megaestructura estudiada, probablemente, se identificó al inicio del Cretácico con el fracturamiento del borde occidental del graben o cuenca de subsidencia tras-arco de la paleogeografía neocomiana, donde la dirección del esfuerzo distensivo debió ser ortogonal al sentido del esfuerzo compresivo, que actuaba en la zona de convergencia de las placas (Fig. 13).

Más tarde, en el lapso comprendido entre los 110 y 85 Ma, esto es, cuando la tasa de expansión en la litósfera del Pacífico fue alta (18 cm/año) (Larson y Pitman, 1972; Frutos, 1981), el estado distensivo en la región tras-arco cedió lugar a los esfuerzos compresivos, según el modelo de subducción tipo Chileno ("high stress") de Uyeda (1982). Este nuevo estado favoreció el término de la subsidencia por distensión y el inicio de una tectónica

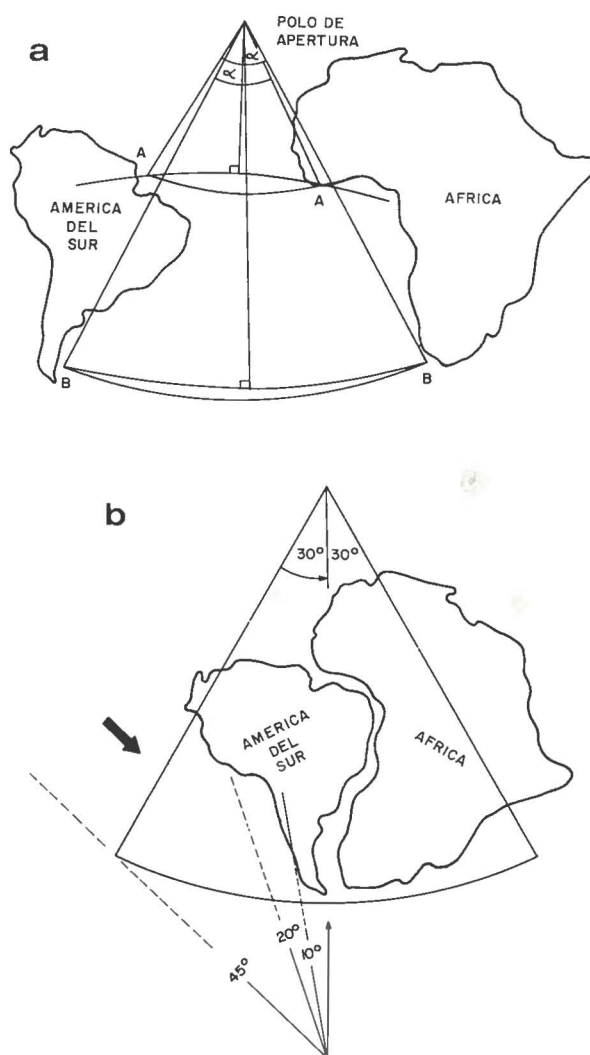


FIG. 14. a. Angulo de apertura del Océano Atlántico Sur, causando una rotación de cerca de 30° en el sentido horario (según Le Pichón *et al.*, 1976). b. Esquema de orientación del esfuerzo compresivo principal y lineamiento estructural en el Cretácico Inferior, luego de una rotación de 30° contraria al sentido horario.

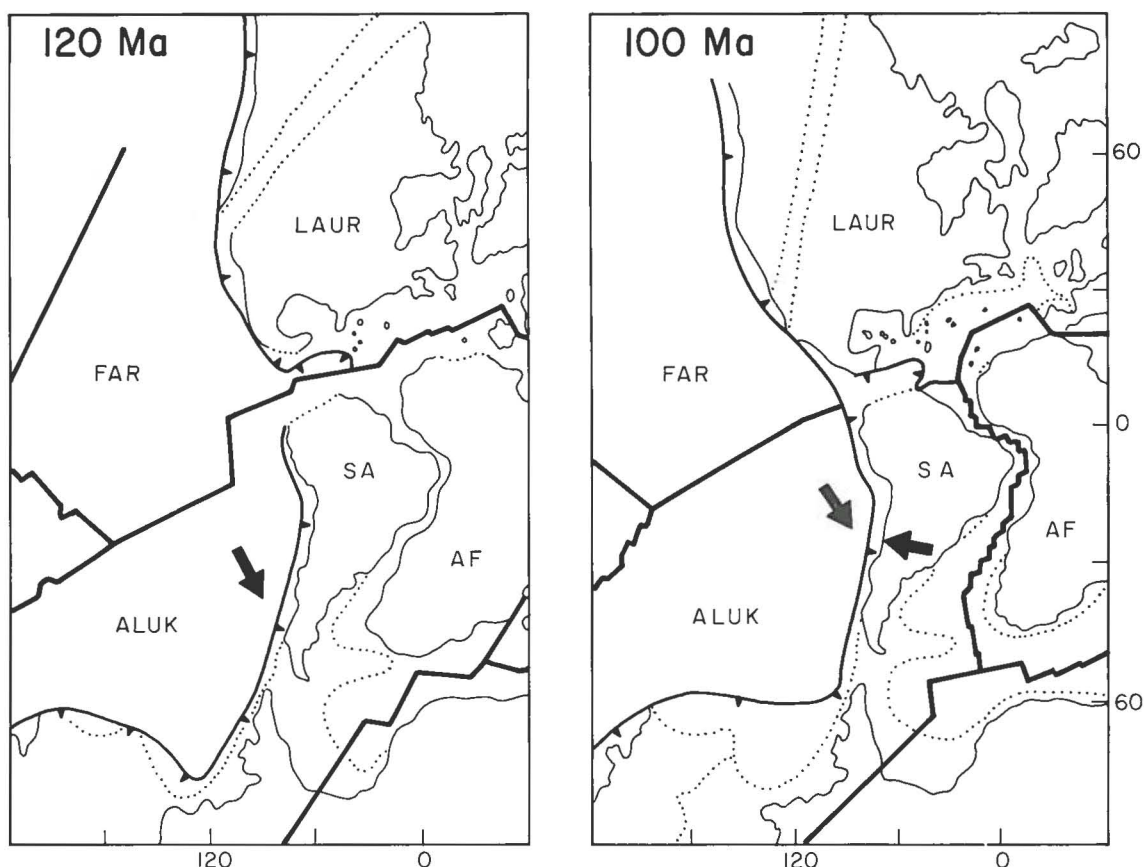


FIG. 15. Régimen tectónico global de expansión y convergencia en el Cretácico Inferior. Placas Aluk, Farellón (FAR), Laurasia (LAUR), Sudamérica (SA) y África (AF), con orientación aproximada de la convergencia a lo largo del margen del Pacífico (según Zonenshayn *et al.*, 1984).

transpresiva, con cizallamiento y plegamiento de las series neocomianas a lo largo de las megafallas estudiadas.

Las nuevas condiciones prevalecieron y los esfuerzos compresivos generados extendieron sus efectos a mayor distancia dentro del continente, por un tiempo relativamente corto.

Desde el Eocretácico hasta el presente, la apertura del Atlántico Sur ha sido según un ángulo de 55° (Le Pichon *et al.*, 1976) o $57^\circ 30'$ (Rabinowitz y La Breque, 1979), con polo de rotación en los $45^\circ 30'N$ y $32^\circ 12'W$ (Fig. 14a). Esto implica que las zonas de transcurrancia y todo el sistema de estructuras originadas junto con el proceso de la apertura oceánica, en el margen oeste de América del Sur (segmento norte de Chile), habrían girado

cerca de 30° , según el sentido horario en relación a la mesodorsal atlántica.

Si se considera a la dorsal atlántica como fija, se puede estimar que la costa del norte de Chile tenía una orientación aproximada $N20^\circ W$ al comienzo del Cretácico y la megaestructura, en el tramo analizado, una dirección general $N10^\circ W$. Del mismo modo, el valor de la orientación de las estructuras mapeadas en el presente estudio, que mostró el análisis de esfuerzo de formación, debió tener, al comienzo de la deformación, un sentido aproximado $N45^\circ W$ (Fig. 14b), lo que sería compatible con el ángulo aproximado de convergencia que existía entre las placas ALUK (oceánica) y SUDAMERICA (continental), durante el Cretácico Inferior (Zonenshayn *et al.*, 1984) (Fig. 15).

CONCLUSIONES

La Zona de Falla Atacama, en el tramo estudiado, es un accidente de fractura mayor, el cual se

ha activado periódicamente, desde el Cretácico Inferior, en relación con importantes cambios en el

régimen global de expansión y convergencia de la placa Sudamericana.

Representa una zona de debilidad a lo largo del segmento andino, ligada originalmente a una posible fractura de extensión, en la paleogeografía neocomiana (Pincheira y Thiele, 1982). Este habría controlado, de algún modo, la frontera o umbral entre el arco volcánico, al oeste, y su cuenca trasarco, al este. Una vez definida, específicamente, como accidente de fractura y luego de un cambio del régimen tectónico al tipo "high stress" (Uyeda, 1982), a fines del Cretácico Inferior, se produce una inversión tectónica. La megafalla, de plano esencialmente vertical y ahora con movimiento transcurrente horizontal, desarrolla, a lo largo de ella, flujos dúctiles (o plástico) constituyéndose, así, en el límite entre dos dominios de deformación diferentes que se manifiestan, respectivamente,

en los dos bloques adyacentes. Durante esta etapa transpresiva, la falla debió tener participación en los eventos metalogénicos responsables de los yacimientos que jalonan esta megaestructura.

El régimen tectónico posterior, que deriva de la evolución cinemática terciaria de la placa Nazca, aprovecha el plano de debilidad heredado, para provocar una deformación rígida. Las actuales trazas de las megafallas Los Colorados y La Sosita-Huante mé son tan sólo la expresión más moderna de los efectos compresivos que han actuado en esta zona.

La conclusión referente a la transcurrancia sinistral en el Cretácico Inferior también ha sido determinada en el segmento norte de la ZFA, por Scheuber (1987) y Hervé (1987), al norte de Paposo y en Salar del Carmen, respectivamente.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece el aporte entregado por el señor E. Godoy, del Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, para mejorar el manuscrito original. El presente artículo se presenta como parte del programa de investigación del

Grant E-2456 de la Dirección de Investigación y Bibliotecas (DIB) de la Universidad de Chile y como contribución al Proyecto PICG, No. 202, Megafallas de Sudamérica.

REFERENCIAS

- ANDERSON, E.M. 1951. The dynamic of faulting and dyke formation with applications to Britain. 2nd edition. Oliver and Boyd Editors, 206 p. Edinburgh, U.K.
- CROWELL, J.C. 1984. Tectonics, sedimentation and structural analysis of basins. Pesa 1984. Distinguished lecture from Overseas in association with the A.A.P.G. single speaker program.
- FRUTOS, J. 1981. Andean Tectonics as a consequence of seafloor spreading. Tectonophysics, No. 72, p. T21-T32.
- HARDING, T. 1974. Petroleum traps associated with wrench faults. A.A.P.G., Bulletin, No. 58, p.1290-1304.
- HARLAND, W. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. Geological Magazine, Vol. 108, No. 1, p. 27-41.
- HERVE, M. 1987. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla Atacama, al norte de Paposo (24°S). Revista Geológica de Chile, No. 31, p. 31-36. Este volumen.
- HIGGINS, M. 1977. Cataclastic rocks. US Geological Survey, Professional Papers, No. 687, 97 p.
- LARSON, R.; PITMAN, W. 1972. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. Geological Society of America, Bulletin, No. 83, p. 3645-3662.
- LE PICHON, X.; FRANCHETEAU, J.; BONNIN, J. 1976. Plate Tectonics. In Developments in Geotectonics 6. Elsevier Scientific Publishing Co. Editors, 300 p. Amsterdam, Holand.
- LEVI, B.; NYSTROM, J.; THIELE, R.; ABERG, G. (in press) Geochemical trends in Mesozoic-Tertiary volcanic rocks from the Andes in Central Chile, and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences.
- McKINSTRIG, H. 1953. Shears of the second order. American Journal of Sciences, No. 251, p. 401-414.
- MONTECINOS, P. 1983. Petrologie des roches intrusives associées au gisement de fer El Algarrobo (Chili). These de Docteur, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 326 p. Paris, France.
- MOODY, I.D. 1973. Petroleum exploration aspects of wrench-fault tectonics. A.A.P.G., Bulletin, No. 57, p. 449-476.
- MOODY, I.D.; HILL, M.J. 1956. Wrench fault tectonics. Geological Society of American, Bulletin, No. 67, p. 1207-1246.
- NARANJO, J.A.; HERVE, F.; PRIETO, X.; MUNIZAGA, F.

1984. Actividad cretácica de la falla Atacama, al este de Chañaral: Milonitización y plutonismo. *Revista Comunicaciones*, No. 34, p. 57-66.
- PICHON, R. 1981. Contribution à l'étude de la ceinture du fer du Chili. Les gisements de Bandurrias (Province d'Atacama) et de Los Colorados (Province de Huasco). These de Docteur, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 326 p. Paris, France.
- 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' L.S., Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 263 p. Santiago, Chile.
- PINCHEIRA, M.; THIELE, R. 1982. El Neocomiano de la Cordillera de la Costa al NW de Vallenar (28°15' a 28°30' L.S.). Situación tectónica del borde occidental de la cuenca marina neocomiana tras-arco. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas, Vol. 1, p. A236-A261. Concepción, Chile.
- RABINOWITZ, P.D.; LA BRECQUE, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, No. 84, p. 5973-6002.
- RUIZ, C.; AGUIRRE, L.; CORVALAN, J. 1963. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas, Editorial Universitaria, 385 p. Santiago.
- 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, Universidad Libre de Berlín, Instituto de Geología, 157 p. Berlín, Alemania Federal.
- SYLVESTER, A.G.; SMITH, R.R. 1976. Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas Fault-zone, Salton Trough, California. *A.A.G.P. Bulletin*, No. 60, p. 2081-2102.
- THIELE, R.; PINCHEIRA, M. 1984. Las megafallas Los Colorados-Portezuelo Tatara y La Sosita-Huantelemé, en la extensión sur de la Zona de Falla Atacama al noroeste de Vallenar. *Comunicaciones*, No. 34, p. 67-70.
- UYEDA, S. 1982. Subduction zones: an introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*, No. 81, p. 133-159.
- ZENTILLI, M. 1974. Geological evolution and metallogenic relationship in the Andes of Northern Chile between 26° and 29°S. Ph.D. Thesis, University of Kingston, 446 p. Kingston, Canada.
- ZONENSHAYN, L.; SAVOSTIN, L.; SEDOV, A. 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years. *Geotectonics*, Vol. 18, No. 3, p. 181-195.