

Santiago, 8 - 12 Agosto de 1988

Departamento de Geología y Geofísica
Universidad de Chile

INTERPRETACION ESTRUCTURAL DEL SECTOR LAGUNA AMARGA, PARQUE NACIONAL TORRES DEL PAINE. REGION DE ULTIMA ESPERANZA, MAGALLANES-CHILE.

JOSE M. SOFFIA CELIS

EMPRESA NACIONAL DEL PETROLEO, DEPTO. DE GEOLOGIA, J. NOGUEIRA 1101, PUNTA ARENAS.

En el extremo norte de la Cuenca cretácica de Magallanes, la cubierta sedimentaria forma parte del frente del Cinturón Plegado y Fallado. Las unidades sedimentarias están intensamente deformadas, y sus estructuras guardan estrecha relación con el acortamiento horizontal a que fueron sometidas.

En el sector de Laguna Amarga, parte de esta cobertura está representada por la Formación Cerro Toro (Santoniano-Campaniano) en donde los afloramientos permitieron la reconstrucción estructural de dicho sector, basados en lo siguiente, que permite hacer una Sección Balanceada: (1) el paquete de sedimentos no deformados no sufrió cambios en volumen o longitud de las capas; (2) el movimiento entre capas corresponde al mecanismo "flexural-slip folding"; (3) el desplazamiento de una capa por una falla es el mismo que para otros estratos a lo largo de la misma falla.

El método de reconstrucción estructural basado en los supuestos antes mencionados puede llevar errores, pero son aceptables en cuanto a que es posible mediante ellos obtener cuantitativamente el acortamiento sufrido por los sedimentos, y determinar su nivel de despegue aproximado. En estos cálculos se utilizó la técnica y tablas de Suppe, estimándose un acortamiento neto para la Formación Cerro Toro, de 1750 metros. El despegue basal se ubicaría a una profundidad entre 1.000 y 1.200 metros

en el contacto estratigráfico inferior de esta unidad con la formación infrayacente.

INTRODUCCION

En el sector norte de Última Esperanza, aflora una continua serie de unidades sedimentarias, de edades Jurásico Superior al Terciario, correspondientes a depósitos de la Cuenca de Antepaís Magallánica. (Harambour y Soffia, 1988 a y b).

A partir del Terciario, estas unidades fueron objeto de una intensa deformación tangencial, configurando lo que hoy en día se conoce como parte del Cinturón Plegado y Fallado de Magallanes, extremo norte.

El área de este estudio corresponde al sector de Laguna Amarga, al oeste de las conocidas Torres del Paine, (Fig. 1). Constituye una zona deformada casi en el frente del Cinturón Plegado y Fallado. La deformación involucra tanto a rocas de la cobertura sedimentaria como al basamento metamórfico en respuesta a dos etapas de deformación progresiva.

En este trabajo se analiza la deformación que afectó a la cobertura sedimentaria, específicamente a la Formación Cerro Toro (Santoniano-Campañiano). Se describe el método usado para inferir el modelo geométrico de la estructura en subsuperficie y se determina la profundidad del despegue basal. Además se analizan las condiciones de esfuerzo necesarias para generar estas estructuras.

Para realizar esto fue necesario confeccionar una sección geológica en superficie (Fig. 2), y posteriormente balancearla. Esto significó reconstruir y proyectar la estructura en profundidad basado en el método de Suppe (1983), y por ende, la reconstrucción de su estado original pre-deformación. Se infiere que los pliegues se formaron en un nivel cortical superficial, por lo que la naturaleza del plegamiento fue semi-rígido y el espesor de las capas se preservó durante la deformación, es decir, el plegamiento fue de tipo paralelo (flexural-slip).

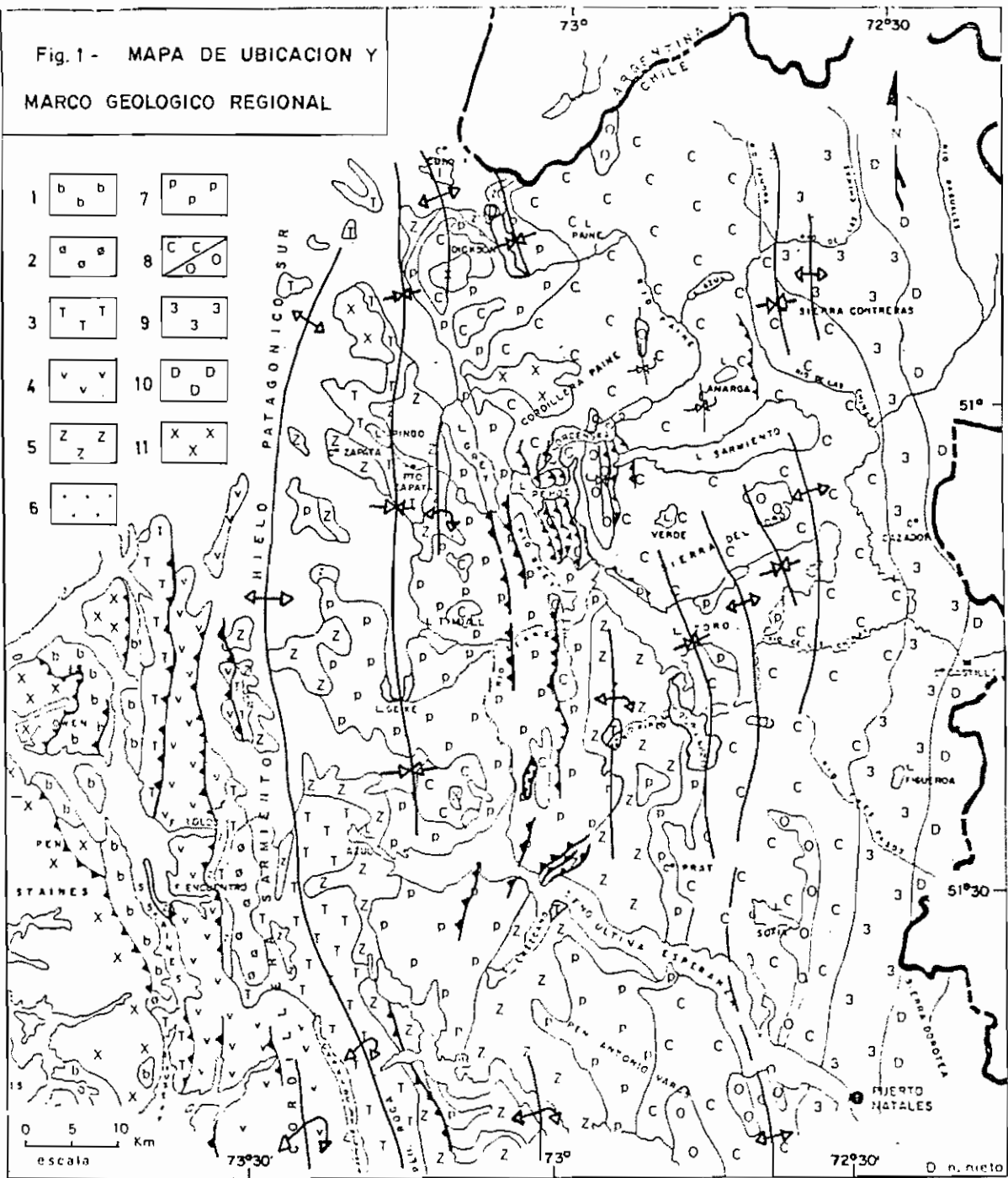


FIGURA 1: Mapa de ubicación y marco geológico regional. Mapeos de ENAP (1985-1987) y modificaciones a Cortés (1965) y Allen (1982). 1. Complejo Staines; 2. Formación Poca Esperanza; 3. Formación El Quemado; 4. Complejo Sarmiento; 5. Formación Zapata; 6. Areniscas de Río Rincón; 7. Formación Punta Barrosa; 8. Formación Cerro Toro/conglomerados; 9. Formación Tres Pasos; 10. Formación Dorotea; 11. Granitoides indiferenciados. En Blanco se representan glaciares, agua y áreas no reconocidas.

MARCO GEOLOGICO-ESTRUCTURAL

La cubierta sedimentaria en el extremo norte de la Cuenca de Antepaís Magallánica está integrada por las Formaciones Poca Esperanza (Jurásico), El Quemado (Oxfordiano?-Kimmeridgiano), Estratos de Río Rincón-Glaciario Dickson (Titoniano-Berriasiano), Zapata (Titoniano-Albiano), Punta Barrosa (Campaniano-Maestrichtiano), Dorotea (Maestrichtiano-Paleoceno) y parte de la Formación Bandurrias (Eoceno-Mioceno). (Cortés, 1962, 1963, 1965; Cañón, 1963, Katz, 1963; Harambour y Soffia, 1988 a y b).

La deformación que afecta a la cobertura en el área de estudio involucra predominantemente a la Formación Cerro Toro, determinando que ésta presente en la actualidad un fuerte plegamiento como consecuencia del avance de la falla de piso (Floor Thrust, Boyer y Elliot, 1982) que estructuró parte de la deformación en toda la cobertura. Los anticlinales y sinclinales observados en ella son estructuras asociadas a rampas que nacen del despegue basal. Este fenómeno ha sido descrito y estudiado por Rich (1934), del cual Suppe (1983) se apoya considerablemente para reconstruir en profundidad las estructuras observadas en superficie.

El mismo autor denomina a este mecanismo de plegamiento fault-bend folding. Estas estructuras son las causadas por el arqueamiento de un bloque de falla mientras éste se desliza por sobre una superficie no plana. Este mecanismo es bien conocido en cinturones plegados y fallados asociados a "saltos" en el despegue basal, (Perry, 1978; Suppe, 1983).

La edad de la deformación se estima post-depositación de la Formación Dorotea, (Maestrichtiano-Paleoceno). Esto quiere decir que las fallas de despegue en la Formación Cerro Toro se desarrollaron bajo una carga equivalente a 4.000 m. de rocas y a temperaturas del orden de 120 °C, si consideramos un gradiente geotermal de 30 °C/Km.

La Formación Cerro Toro es una unidad pelítico arenosa, con intercalaciones de conglomerados gruesos, de carácter turbidítica, depositada en un ambiente marino flyshoide. En el sector de nuestro estudio presenta un espesor aproximado de 2000 - 2500 m. Los niveles de conglomerados juegan al parecer un rol importante en la ubicación de las rampas, dado que ellos representan una anisotropía dentro de la columna estratigráfica.

La disposición alternada de capas de limolitas y areniscas, de cemento calcáreo, por lo general permiten el plegamiento de estas mediante el mecanismo de deslizamiento capa a capa, ya que gran parte de la sección geológica involucrada, está integrada por rocas pelítico-arenosas de carácter rítmico, con espesores de capas entre 10 y 20 cm. en promedio y cuya relación arenisca/lutita es por lo general 1/2, siendo en algunos casos 1/5.

La deformación que involucra el basamento metamórfico se estructura sólo a partir del Mioceno Superior, provocando además de un leve plegamiento de las estructuras previas, el alzamiento de todo el sector que se estima en alrededor de 4000 - 5000 m.

PERFIL ESTRUCTURAL DE SUPERFICIE

La sección geológica aflorante entre Lago Nordenskjold y Laguna Amarga se ubica el sector frontal de Cinturón Plegado y Fallado de Ultima Esperanza, (Fig. 1). Es uno de los pocos lugares en donde se desarrolla una tectónica de rampas y flats con vergencia tanto hacia el este, la predominante, como hacia el oeste, la que no está alterada mayormente por la deformación que involucró al basamento.

En el sector occidental del perfil Puesto Laguna Amarga, aparecen dos cuerpos conglomerádicos intercalados en la secuencia estratigráfica. El primero de ellos aflora como un sinclinal asimétrico cuyo espesor en sus flancos es de 10 m. y de 15 m. en la charnela. Tiene gran continuidad areal hacia el sur, hasta el Lago Sarmiento. El segundo cuerpo de conglomerados sólo aflora en el flanco oriental del sinclinal con un espesor de 8 m. Ambos integran la estructura más importante del perfil, por cuanto ella es asimétrica y de gran tamaño, con su flanco oriental más inclinado. Hacia el oriente, los pliegues anticlinales y sinclinales también presentan asimetría. El último de ellos, sector oriental del perfil, muestra la estructura de una rampa-flat, causantes principales de que toda la zona presente este esquema de pliegues.

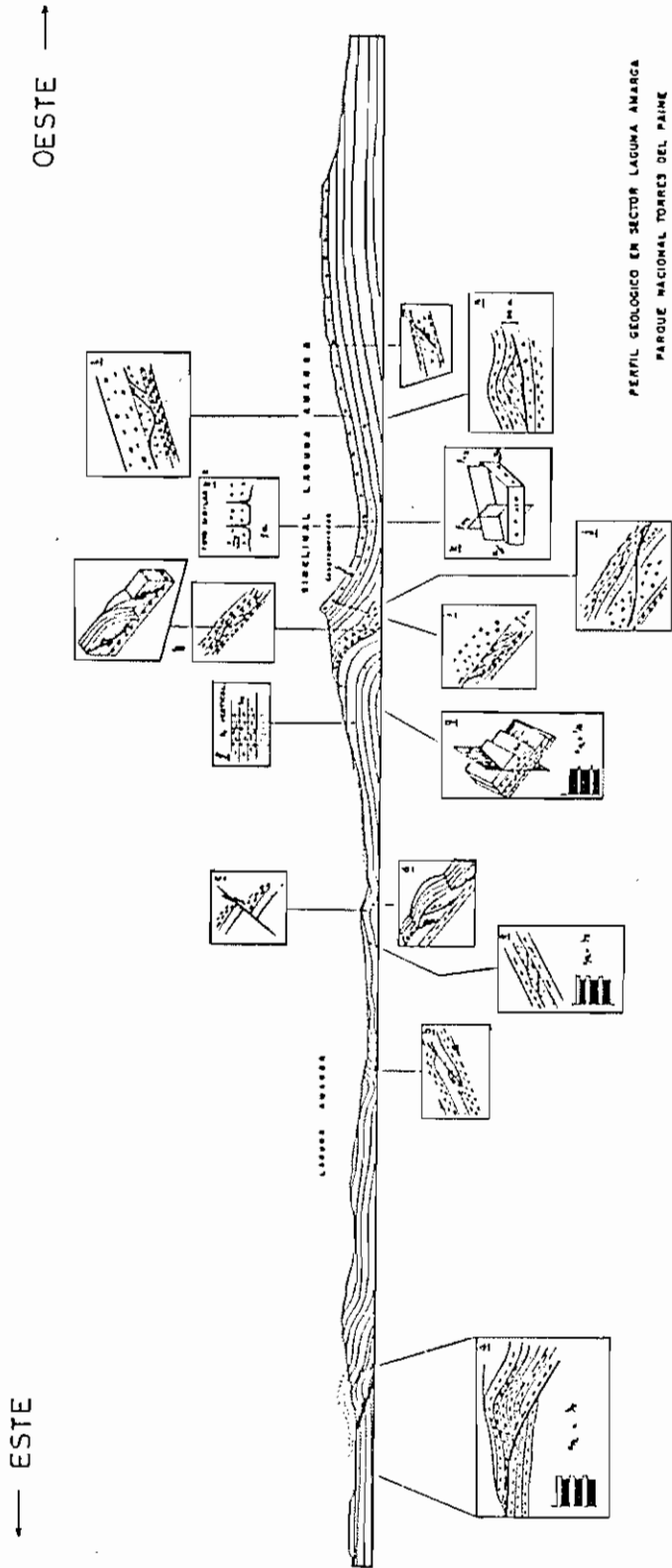


FIG. 2

La Fig. 2 muestra los rasgos geométricos generales, en un diagrama de líneas de la estructura y los minicadros presentan los detalles particulares.

Cada una de ellas en conjunto expresan la acomodación vía despegue capa - capa frente al plegamiento. La existencia de capas arenosas y conglomerádicas imbricadas, constituyendo "caballos de roca" (Boyer y Elliot, 1982), el desarrollo de clivaje de lápiz en algunos casos y de planos rellenos por cuarzo con estrías de deslizamiento perpendiculares a la estratificación, apoyan más aún este mecanismo, (Fig. 2).

Las diferencias de comportamiento frente a la deformación de las capas de areniscas y las capas de lutitas es evidente, más aún con la presencia de gruesos paquetes de conglomerados en la secuencia.

RECONSTRUCCION GEOMETRICA EN SUPERFICIE

La reconstrucción geométrica en subsuperficie de estructuras como las mencionadas anteriormente se han vuelto común en los últimos años, con el aumento de los estudios en Cinturones Plegados y Fallados (Suppe, 1979, 1983).

La sección estructural de Laguna Amarga puede ser tratada para efectos de la reconstrucción en subsuperficie, como una unidad relativamente homogénea, en donde el carácter rítmico de las rocas juega un rol importante. El hecho de que la serie se encuentre plegada significa por lo demás, que ella está despegada en algún nivel estratigráfico. La asimetría de los pliegues y el carácter rítmico de la serie más la evidencia de estructuras de rampas-flats en superficie hacen pensar que este es el mecanismo que controló la formación de los pliegues.

Es decir, los pliegues son consecuencia de rampas o saltos de una falla que corre paralela a las capas y cambia a una posición más alta (Fig. 3). Ello configura un plano de falla compuesto de una rampa y un flat y que en conjunto se conoce como una falla de corrimiento o thrust-fault.

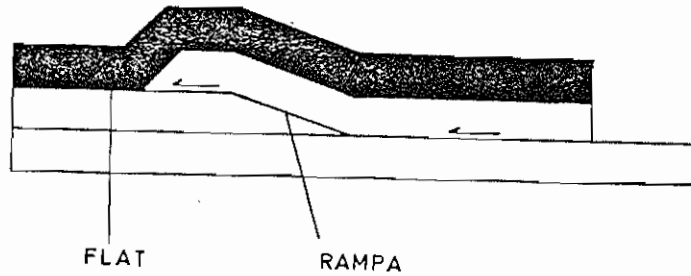


FIG. 3. GEOMETRIA DE UNA LAMINA DE FALLA

El plegamiento debido a este tipo de fallas producidas por el arqueamiento de un bloque de falla mientras éste se desliza a lo largo de una superficie no plana se conoce como fault-bend folds (Suppe, 1983; Rich, 1934; Rodgers, 1950).

La cinemática de este tipo de plegamiento está bien ilustrada en la Fig. 4 y en Suppe (1983, Fig. 3). Sin embargo, es probable de que no ocurra tan idealmente como se muestra en dicha figura, puesto que la cinemática del plegamiento depende de las propiedades mecánicas de las rocas y de la orientación de los esfuerzos aplicados. La Fig. 4 está construida sobre la base de: 1) conservación del espesor de las capas, medido normal a la estratificación, 2) no hay perturbaciones donde las capas son horizontales, 3) la longitud de las capas se conserva, y 4) capas inclinadas tendrán sólo deslizamiento paralelo a ellas.

En la aplicación del modelo geométrico en dos dimensiones de J. Suppe (1983), es necesario considerar entonces que existe conservación del área y un espesor constante de las capas, las que implican: la conservación de la longitud de ellas, deformación mediante deslizamiento paralelo a la estratificación, desarrollo de pliegues en kink de curvatura infinita y limbos rectos. Así la superficie axial bisecta el ángulo entre dos limbos ($\alpha_1 = \alpha_2$, en Fig. 5); el ángulo inicial entre la estratificación y la rampa es θ y el cambio de ángulo de la falla al pasar desde la rampa a una posición más plana, comúnmente denominado flats (Fig. 3), será \emptyset . Con estas relaciones geométricas es posible obtener ecuaciones que nos relacionaran α , θ , \emptyset y B y que están graficadas en la Fig. 5.

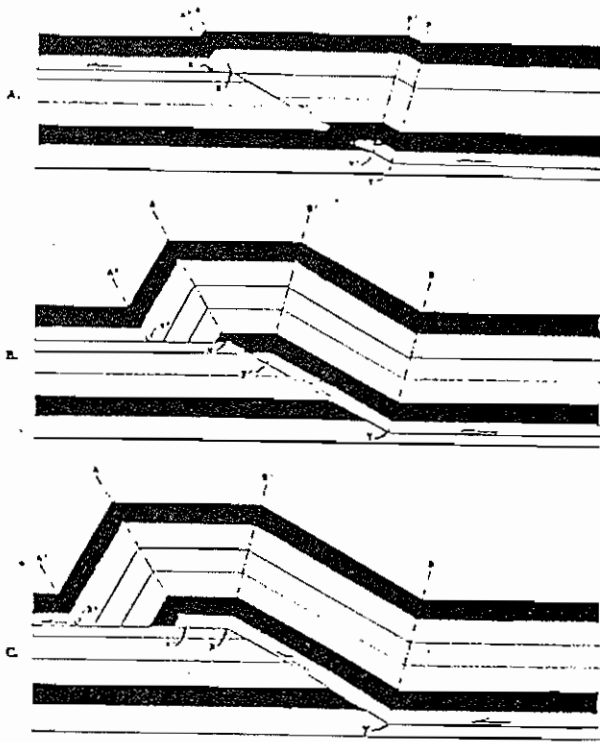


FIG. 4. Desarrollo cinemático de un Fault-Bend-Fold en respuesta a un simple salto en una falla de corrimientos (de Suppe, 1983)

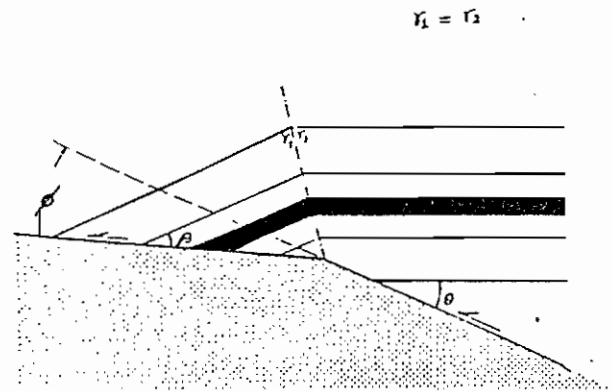


Fig. 5. Relaciones geométricas del plegamiento paralelo. (de Suppe, 1983)

Para los efectos de la aplicación de esta técnica, los pliegues de la sección geológica de Laguna Amarga (Fig.2) se han dibujado en líneas de trazos rectos, en donde después de sucesivos intentos por obtener una estructura que cumpla con los requisitos de que ella sea balanceable, se obtuvo la sección de la Fig. 6. En sentido estricto puede que ella no sea muy real, pero para los objetivos de poder contar con una estimación aceptable del acortamiento horizontal a que fue sometida la zona en cuestión, el resultado es satisfactorio.

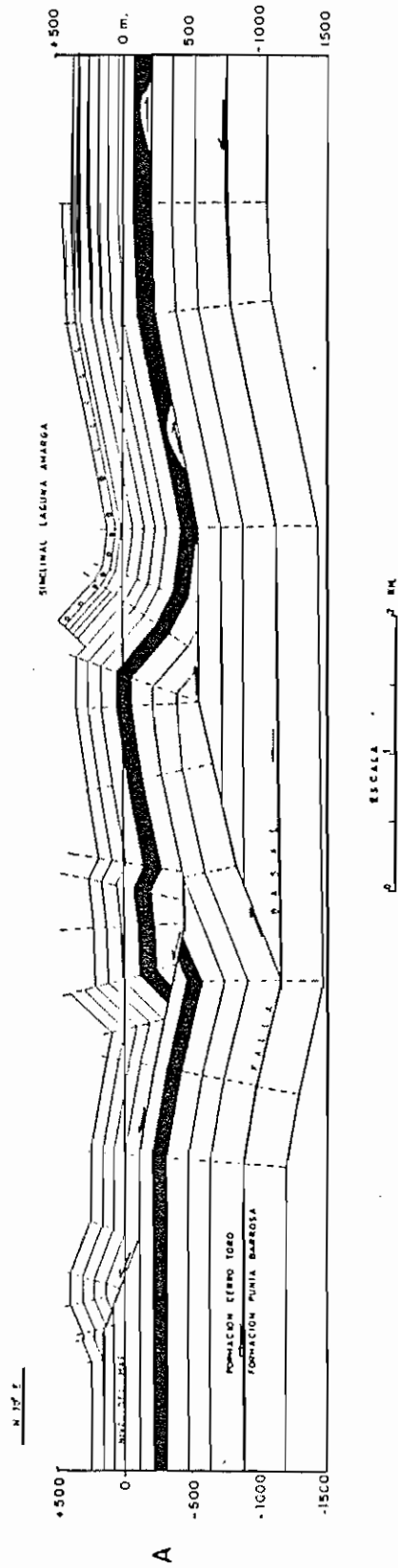
BALANCEO DE LA SECCION LAGUNA AMARGA

El balanceo de una sección no es más que revertir el proceso de la deformación, retornando las capas a su posición original como fueron depositados. Si esta restauración puede realizarse se podría concluir que la sección fuese geoméricamente posible (no necesariamente verdadera) pero, si no puede ser restaurada, podríamos concluir que su reconstrucción es geoméricamente imposible (Dahlstrom, 1969).

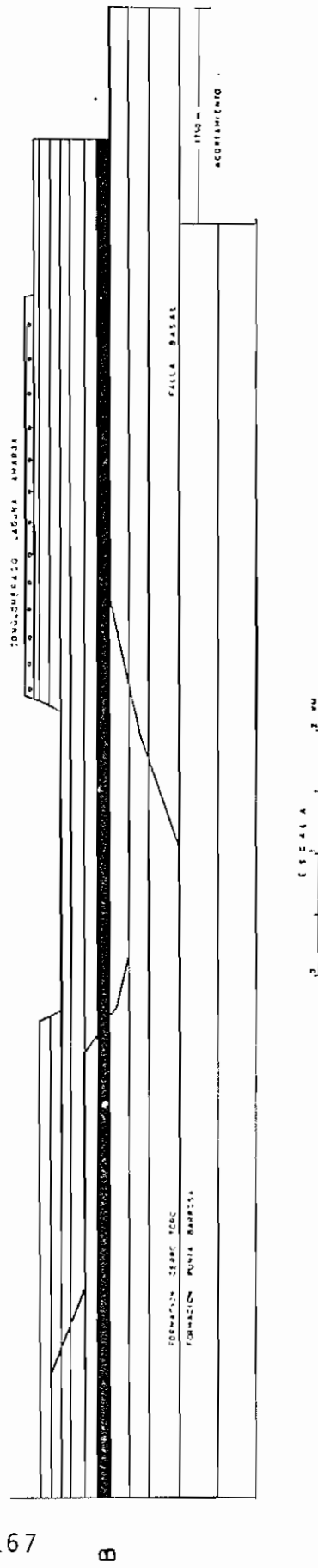
En regímenes concéntricos donde la estructura es post-depositación las rocas no sufren cambios en el volumen durante la deformación, de este modo el espesor de las capas permanece constante y la longitud de ellas. Dahlstrom (1969) asume que los pliegues por flexural-slip son concéntricos pero en la mayoría de las secciones estructurales de cinturones plegados y fallados mostrados en la literatura, los pliegues por flexural-slip tienen charnelas angulosas y limbos más planos (Lowell, 1987, Fig. 6-44) que los pliegues concéntricos; esta geometría angular parece acercarse a los límites de las secciones de "fault-bend fold" de Suppe (1983). Tales estructuras incluyen pliegues de tipo chevrón siendo del tipo flexural-slip y también balanceables en una sección estructural (Lowell, 1987).

El método aplicado por Suppe (1983) facilita enormemente la reconstrucción posterior de una sección. El uso de trazos rectos para los limbos y charnelas angulosas, permite reconstruir en subsuperficie de manera rápida, conservando las relaciones angulares y proyectando líneas paralelas a los limbos. Al devolver a su estado original las capas, basta con medir directamente las líneas para determinar su largo inicial (L_0), puesto que el acortamiento (A) está dado por $(L_0 - L_1)$ de donde:
$$A = 100 (1 - L_1/L_0) [\%]$$

La sección Laguna Amarga (Fig. 6b) presenta un acortamiento neto para la Formación Cerro Toro de 1750 m., es decir, un 14.5% de acortamiento horizontal. El despegue basal principal se ubicaría a una profundidad del orden de 1000-1200 m. Este valor coincide con el contacto estratigráfico entre las formaciones Cerro Toro y Punta Barrosa (determinado en base a líneas sísmicas cercanas, ENAP).



A 167



B

FIGURA 6 A y B Sección Estructural del Sector de Laguna Amarga
 A.- Sección Estructural deformada
 B.- Sección Estirada

ASPECTOS DE LA DINAMICA DE LA DEFORMACION

Durante la deformación, la base de la Formación Cerro Toro se encontraba a una profundidad entre 4 y 5 km., si consideramos su espesor entre 1,5 y 2,5 km, 1 a 2 km de la Formación Tres Pasos, 1 km de la Formación Dorotea y 0,5 a 1 km de depósitos clásticos de la Formación Bandurrias, (ver tabla 1 en Soffia y Harambour, 1988).

Como se ha discutido anteriormente, el cordón de Laguna Amarga está constituido por fragmentos prismáticos fuertemente imbricados, que descansan sobre un plano de despegue (fig. 6). La masa de rocas fue empujada desde el oeste y fracturada en compresión, lo que generó la serie imbricada (Harambour y Soffia, 1988 a). Consideraremos someramente el modelo mecánico general de un prisma en acresión. El prisma está sometido a una fuerza F_x igual a una fuerza de resistencia actuando en dirección contraria sobre el nivel de despegue. Como el cordón fallado es una cuña de engrosamiento creciente al W (fig. 4), la fuerza en cualquier punto X del prisma es la resistencia a la compresión (Hubbert y Rubey, 1959) según la altura h del prisma.

El plano de despegue (fig. 6) forma un ángulo θ con la horizontal (fig. 5). Suponiendo que el prisma está en el límite de fractura se cumple que (Hubbert y Rubey 1959):

$$S1 = \sigma_1 - P = \tau_0 + K S3 = \tau_0 + K(\sigma_3 - P) \quad \text{en}$$

que σ_3 es la carga litostática aproximadamente equivalente a $\rho \times g \times z$. Tal como lo hicieron Hubbert y Rubey (1959), (objetados por Hsü, 1969), consideraremos que $\tau_0 = 0$. Si el prisma se desliza en equilibrio sobre su base, la suma de fuerzas en la dirección X del transporte será cero ($F_x = 0 = F_g + F_{H_2O} + P_f + F_x + F_x + \Delta x$, en que F_g es la componente gravitacional, F_{H_2O} el efecto del peso del agua (que será ignorado), P_f es el efecto de la resistencia friccional y $F_x, F_x + \Delta x$ son las fuerzas que balancean a las anteriores.

Sumando componentes de fuerza, resolviendo y simplificando, Davies et al. (1983) obtienen que el ángulo que forma la cuña prismática ϕ es:

$$\phi = \frac{(1 - \lambda) \mu + \theta}{(1 - \lambda) K + 1}$$

en que K es la constante de la resistencia a la fricción y el coeficiente de fricción interna (ver Hubbert y Rubey, 1959 para descripción de términos). Si μ crece o λ decrece significa que la resistencia a la fricción aumenta, por ejemplo, por pérdida de presión de fluidos, o por aumento del área de despegue a medida que la estructura se propaga. El valor θ puede ser modificado independientemente por erosión continua que lo reduce ("horizontaliza" el techo de la cuña).

ESTIMACION DE ALGUNOS PARAMETROS FISICOS EXISTENTES AL MOMENTO DE LA DEFORMACION.

Durante la depositación y justo antes del comienzo de la inversión tectónica (Harambour y Soffia, 1988 b) el esfuerzo principal máximo era $\sigma_1 = \sigma_v$. Al inicio de la deformación los esfuerzos cambian $\sigma_3 = \sigma_v$ y $\sigma_1 = \sigma_h$. Como se señaló, $\sigma_v = \rho \times g \times z = 1,4$ Kbar asumiendo una densidad de las rocas promedio de 2500 kg/m^3 . Al momento de la deformación $\sigma_1 = \sigma_3 + \Delta\sigma$ y de acuerdo con Turcotte y Schubert (1982)

$$\Delta\sigma = \frac{2 \mu \sigma_3 (1 - \lambda)}{(1 + \mu^2)^{1/2} - \mu}$$

que para $z = 5$ km. toma un valor de 2,8 kbares para $\lambda = 0,4$ y 0 para $\lambda = 1$.

Si de acuerdo con los valores anteriores obtenidos para $\theta = 30^\circ$: $\lambda = 0,7$ obtenemos que $\Delta\sigma \approx 1,4$ Kbar y por lo tanto $\sigma_1 \approx 2,6$ Kbar. Relacionando $(\sigma_1 - \sigma_3)$ con el cizalle basal τ se obtiene que

$$\tau = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2} \text{ sen } 2\theta = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2} \text{ sen } 2\theta$$

que de acuerdo con los valores obtenidos indican que τ es del orden de los 500 bares para $\theta = 22^\circ$ y 70 bares para $\theta = 3^\circ$, valores en extremo de acuerdo con aquellos obtenidos a partir de mediciones de liberación de esfuerzos en terremotos recientes con fallas de desplazamiento métricos (Kanamori, 1977; 1986).

El presente análisis permite señalar que durante la deformación, los fluidos se canalizaron vía niveles estratigráficos y/o planos de falla. La velocidad de migración de fluidos jugó un papel importante en la dinámica estructural. Si la presión de fluidos P se sostuvo durante

la deformación ($\lambda = \text{cte}$ en función del tiempo) estos migraron siguiendo la trayectoria del menor esfuerzo ($W \rightarrow E$ en dirección S1-61 de decreciente en la horizontal y de abajo hacia arriba en dirección de S3, 63 decreciente en la vertical). Si $\lambda \neq \text{cte}$ y el fluido migró más lentamente, la deformación será localizada ya que el λ adecuado para gatillarla y provocar el deslizamiento estará restringido ("entrampado") en sectores reducidos.

La heterogeneidad estructural del cordón plegado permite sugerir que el caso recién señalado podría ser el ocurrido en este sector. Sin embargo, no puede descartarse el factor ejercido por las variaciones litológicas a lo largo del cordón, las que ejercen sin duda un control sobre la geometría final de las estructuras.

CONCLUSIONES

La deformación de la secuencia sedimentaria del sector de Laguna Amarga se resume en los siguientes aspectos: (1) el despegue basal o falla de corrimiento principal se ubicaría a una profundidad actual cercana a los 1000-1200 metros y desplaza toda la lámina superior hacia el oriente en un acortamiento sectorial estimado en un 14,5% (1750 m.); (2) del despegue basal nace una falla que sube hasta los 500 m. de profundidad para luego desplazarse horizontalmente en dirección opuesta al sentido regional; (3) de la rampa que genera el plegamiento de los conglomerados de Laguna Amarga nace una falla de vergencia opuesta que aflora en superficie; (4) ambas fallas son acomodaciones necesarias para compensar el acortamiento de la lámina inferior. Los pliegues y fallas se desarrollan bajo condiciones de una sobrecarga aproximada de rocas de 4 a 5 km.

El estilo del plegamiento puede asociarse con un sistema de corrimientos que avanzó de oeste a este sobre una superficie levemente inclinada al oeste, en condición de presión de fluidos alta. En forma tardía el área fue deformada por estructuras ubicadas en el basamento que lograron generar suaves pliegues en la cobertura previamente deformada por la tectónica tangencial superficial asociada.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a la Empresa Nacional del Petróleo, por permitir la realización y publicación de este estudio; y a la ayuda prestada por el Dr. J. Skarmeta y S. Harambour P. Además a las Sras. Pilas Soto y Nancy Pacheco por la escritura de este manuscrito.

REFERENCIAS

Boyer, S.E., and Elliot, D., 1982. Thrust Systems: American Association Petroleum Geologists Bull., V.66, p. 1196-1230.

Cañón, A., 1963. Reconocimiento geológico al oeste de la Sierra Toro y la Península U. Esperanza. Inf. Inédito ENAP.

Cortés, R., 1962. Informe geológico del área comprendida entre Río Serrano y Río Rincón (Ultima Esperanza). Inf. Inédito ENAP.

Cortés, R., 1963. Reconocimiento geológico del área de Río de Las Chinas-Río Bandurrias, Ultima Esperanza. Inf. Inédito ENAP.

Cortés, R., 1965. Estratigrafía y estudio de paleocorrientes del Flysch Cretácico del Depto. de Ultima Esperanza, prov. de Magallanes. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil en Minas. Universidad Técnica del Estado.

Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections: Canadian Journal Earth Science, V.6, n.4, p. 743-757.

Davis, D., Suppe, J., y Dahlen, F.A., 1983 Mechanics of fold-and-thrust belt accretionary wedges. Journal Geophysics Research. Vol.8, p. 1153-1172.

Harambour, S.P. y Soffia, J.M., 1988. (a) Evaluación Geológica Preliminar del Extremo Norte de Ultima Esperanza. Informe Inédito ENAP.

Harambour, S.P. y Soffia, J.M., 1988 (b). Transición de Margen Pasivo a Cuenca de Antepaís: Síntesis evolutiva para el extremo Norte de la Provincia de Ultima Esperanza, Magallanes, Chile. V Congreso Geológico Chileno.

HSU, K.J., 1969. Role of cohesive Strength in the Mechanics of Overthrust Faulting and of Landsliding: Geol. Soc. America Bull., V-80, p.927-952.

Hubbert, M.K., and Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: Geol. Soc. America Bull., V.70, p. 115-206.

- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal Geophys. Research.* 82: p.2981-2987.
- Kanamori, H., 1986. Rupture Process of Subduction-Zone Earthquakes. *Ann. Rev. Earth Planetary Service*, Vol. 14, p. 293-322.
- Katz, H., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes province, Chile. *A.A.P.G. Bull.*, V.47, p. 506-524.
- Lowell, J.D., 1987. *Structural Styles in Petroleum Exploration*. OGCI Publications, Second Printing.
- Perry, W.J. Jr., 1978. Sequential deformation in the Central Appalachians: *American Jour. of Science*, Vol. 278, p. 518-542.
- Rich, J.L., 1934. Mechanics of Low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, V.18, p. 1584-1596.
- Soffia, J.M., y Harambour, S.P., 1988. Estructuras en el Cinturón Plegado y Fallado de Ultima Esperanza, Magallanes, Chile. V Congreso Geológico Chileno.
- Suppe, J., 1979. Fault bend folding (abstract): *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, V.11, p. 525.
- Suppe, J., 1983. Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding. *Am. Journal of Science*, September, Vol. 283, p. 684-721.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982. *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. ed., John Wiley and Sons, N.Y.