



ANALISIS TECTONICO-ESTRUCTURAL EN LOS ANDES DEL SUR DE CHILE DURANTE EL CENOZOICO

José Frutos\* y María Eugenia Cisternas\*

RESUMEN

En los Andes del Sur de Chile (al Sur de 37°00'S) las unidades rocosas consistentes principalmente en sedimentitas y magmatitas cenozoicas que se disponen sobre un basamento paleozoico (con escasa representación de unidades mesozoicas) muestran características tectónico-estructurales durante el Terciario-Cuaternario directamente relacionadas con la geometría y características dinámico-mecánicas de la placa subductada (fases diastróficas, subsidencia-sedimentación, epirogénesis, ubicación y carácter del volcanismo, dirección de trayectorias de esfuerzo).

Del análisis de la forma y velocidades de las placas involucradas, en perfiles transversales del plano de Benioff, y del registro de velocidades y direcciones de convergencia de los datos oceánicos disponibles se pudo inferir una relación de causa y efecto entre el comportamiento de la subducción y fenómenos tales como la posición y carácter del magmatismo del arco volcánico, estructuras debidas a esfuerzos compresivos en los 23 m.a. y los 10 m.a. y así como la subsidencia y epirogénesis de tipo altamente pulsatoria de los terrenos de ante-arco.

Se postula también que la ocurrencia de volcanismo activo se correlaciona con un fuerte aumento o inflexión en la angularidad de la zona de subducción a partir del locus de generación de magmas en ella, debido a un aumento de densidad de la placa luego de la extracción de elementos livianos en la generación de los magmas calco-alcalinos.

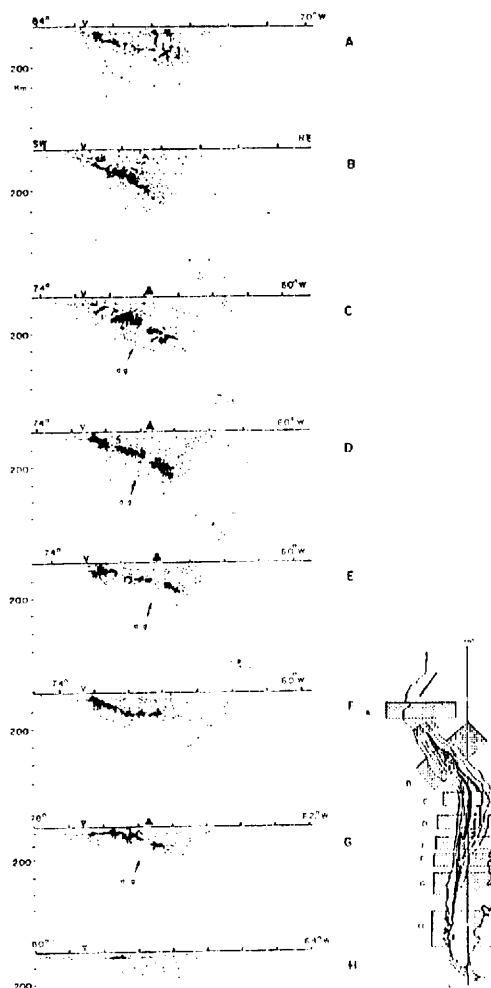
ANALISIS TECTONICO DE LA SUBDUCCION EN LOS ANDES SEPTENTRIONALES

La detallada información geológico-geofísica existente para el Cenozoico en los Andes meridionales, permite efectuar un análisis comparativo entre los fenómenos de la dinámica de la convergencia de las placas de Nazca, Sudamérica y Antártica, involucradas en la historia

tectónica evolutiva de este sector de la tierra y las características geológico-estructurales que muestran los Andes Meridionales.

La forma y características del plano de Benioff para los Andes Centro-meridionales (Fig.1)

LA ZONA DE BENIOFF EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES



\*Instituto GEA. Universidad de Concepción.

detalladamente descritas en numerosos trabajos, (Stauder, 1973-1975; Hanus & Vanek, 1978; Herron & Hayes, 1969; Isacks & Molnar, 1971; Frutos, 1981), demuestran importantes características que permiten fundamentar las siguientes conclusiones tectónicas en cuanto a la relación geometría-geología:

- La relación entre el carácter "pulsatorio" de la velocidad de convergencia con la episodidad de los eventos compresivos y distensivos del margen continental (Frutos & Tobar, 1975; Mégard, 1978; Frutos, 1981). Estos autores señalaron la coincidencia de los periodos orogénicos con el comienzo de etapas de alta velocidad relativa de convergencia (inmediatamente después de periodos de baja velocidad), para los siguientes pulsos: Oregoniano-100-110 m.a.; Sub-Hercínico:70-76 m.a.; Larámico: 60-65 m.a.; Incaica I:45-49 m.a.; Incaica II:30-35 m.a.; Quechua I:23-16 m.a.; Quechua II:9-5 m.a.. Cisternas y Frutos (1994) muestran, para el segmento andino al sur de los 39°S., periodos de alta velocidad entre 17.7-23 m.a.; 2.9-9.3 m.a. y 1.6-0 m., los cuales alternan con periodos de menor velocidad. Para el mismo sector, el periodo entre 36 y 23 m.a. muestra muy bajas velocidades (menores que 5 cm/año) coincidentes con los datos calculados por Pardo-Casas & Molnar (1987). La dirección de convergencia demuestra para el Cenozoico una componente predominante normal desde la anomalía magnética 13 (35.58 m.a.) hasta la actualidad (Fig.2, Pilger, R. 1984).

- La relación entre pulsos de alta velocidad de convergencia con ciclos de predominancia de magmatismo intrusivo, y del volcanismo con periodos distensivos, ha sido documentada para los Andes por Frutos & Tobar, 1975; Mégard, 1978; Frutos, 1981; Pitcher, 1979; Jordan et al., 1983 y en el segmento Andino Austral por Cisternas & Frutos, 1994.

Luyendyck, 1970; Mégard, 1978; Pilger, 1984, han enfatizado la importancia de la velocidad de convergencia como factor controlante de la configuración de la placa subductada. Isacks & Molnar (1971) establecieron la distribución de esfuerzos en el plano de Benioff para diferentes márgenes activos, mostrando que a profundidades intermedias (0-320 km) los mecanismos focales extensionales paralelos al manto de la subducción en aquellas zonas caracterizadas ya sea por la presencia de la zona asísmica 2 o intermedia (300-500 km) o por la ausencia de sismos profundos. En cambio mecanismos focales compresivos paralelos al manto de la subducción, predominan en zonas que no presentan la zona asísmica 2 (entre 300 y 500 km). Este hecho implicaría

que, en el primer caso, la litósfera subductada se hunde en la astenósfera bajo su propio peso encontrando sin embargo resistencia a ese movimiento bajo los 300 km (Hatherton, 1974). En el segundo caso en planos de Benioff de gran longitud y profundidad (>300 km) con mecanismos focales compresivos, se favorece la idea de una placa litosférica "empujante".

Mégard, 1978; Frutos, 1981, Jordan et al., 1983 y Pilger, 1984, relacionaron estos datos y conceptos con la evolución tectónica del margen Andino. De acuerdo a ello un Benioff plano con forma de "cuchara" se correlaciona, tanto teóricamente desde un punto de vista mecánico, como confrontado a la realidad geológica, a un régimen compresional del margen (ausencia de volcanismo, o si lo hay, este es cercano a la fosa, ausencia de bloques tipo horst-graben con ejes paralelos a la fosa, cabalgamientos de precordillera-antepaís). Un Benioff de alta velocidad y consecuentemente bajo ángulo, implica una posición del arco volcánico muy lejos de la fosa, en comparación a un magmatismo más cercano a la fosa propio de un régimen de menor velocidad y en consecuencia mayor ángulo. Adicionalmente, como propusieron Mégard (1978) y Frutos (1981), las fases compresivas coincidirían con el comienzo de etapas de alta velocidad luego de un periodo de relativa quietud, coincidente también con una tendencia epeirogénica que comienza desde el bloque costero y se va trasladando, en el espacio y en el tiempo, hacia el antepaís.

En el presente trabajo destacamos la relación de la posición del volcanismo activo del arco con la zona asísmica 1 (o zona de fusión parcial) solamente existente en aquellos casos en que un notable cambio de manto ocurre a partir de esta zona sísmica hacia mayor profundidad (ver figs.1:C, D, E, G y fig.4). Esto estaría indicando que el aumento de densidad de la placa luego de la génesis de los magmas asociados al intenso volcanismo activo, generaría un hundimiento más rápido con el consiguiente aumento del ángulo de manto.

Todas estas relaciones se destacan y sintetizan en la figura 4, en que se compara la geometría del plano de Benioff con características geológicas del margen continental andino:

a) Una muy alta velocidad de convergencia (Fig.4A) implica en consecuencia un bajo ángulo de subducción en equilibrio con un Benioff bien desarrollado. (Luyendyck, 1970; Isacks & Molnar, 1971). Esta situación corresponde con un margen en distensión, fallas normales, arreglo isostático de bloques y posibles subsidencias (Frutos & Tobar, 1975; Mégard, 1978; Frutos, 1981). En estas

condiciones el arco volcánico, lejos de la fosa, se relaciona con una tendencia a magmatismo básico. Notar, comparando con los planos de Benioff determinados para diversas secciones andinas, que aparece un sector de placa más inclinado, luego de la generación de magmas. Se postula en consecuencia que ese mayor ángulo de hundimiento correspondería a un aumento de densidad de la placa luego de la generación de los magmas calcoalcalinos.

b) Una alta velocidad de convergencia (Fig.4B) con un ángulo de Benioff mayor que en el caso anterior implica también condiciones para un volcanismo activo sobre la inflexión del Benioff y una tendencia epeirogénica. Implica también un arco volcánico, con tendencia ácida, más cercano a la fosa que en caso anterior. El sector de placa es más denso luego de la generación de magmas y en consecuencia con un relativamente mayor ángulo que en el caso anterior.

c) Una baja velocidad de convergencia (Fig.4C) implica un volcanismo subordinado en la inflexión del Benioff y cabalgamientos en la franja de precordillera del antepaís. También una tendencia al magmatismo más ácido que en caso anterior B.

d) Una muy baja velocidad de convergencia (Fig.4D) implica un margen en compresión sin volcanismo activo y tendencia al cabalgamiento en la franja de precordillera del antepaís. Implica también la predominancia del plutonismo.

e) El inicio de un período de alta velocidad, (Fig.4E) implica un fuerte alzamiento del bloque costero y un margen en compresión en zonas más interiores. Implica también predominancia de plutonismo con escaso o nulo volcanismo.

#### LA EVOLUCION GEOLOGICA EN LOS ANDES MERIDIONALES AL SUR DE 39°S.

Tal como señalan Cisternas & Frutos(1994), el análisis detallado de las velocidades de convergencia para cada uno de los segmentos de la Tabla 1, ha permitido inferir o simular un posible comportamiento o geometría de la subducción para los correspondientes períodos, como se indica en la Tabla 2. En tal forma podemos concluir que los fenómenos y características de la evolución geológico-tectónico-paleogeográfica del sistema Andino Cenozoico, aparecen como directa consecuencia de la mecánica y características de la convergencia y subducción establecidas a partir de los datos oceánicos (Tabla 2).

Coincidente con un período de muy baja velocidad de convergencia en el Oligoceno, se disponen facies continentales en cuencas de ante arco en un período de baja actividad volcánica que se ubicaría cercano a la fosa como podría considerarse a las rocas volcánicas de la franja Los Angeles-Temuco-Costa de Llanquihue Chiloe (tabla 2).

Con el aumento de velocidad registrado entre las anomalías 7 y 6 (23 m.a) se inicia un período compresivo del margen con una tendencia epeirogénica del bloque costero y consecuentemente desarrollo de cuencas carboníferas por embancamiento del drenaje durante el Mioceno Inferior.

Subsecuentemente y coincidente con un período de baja velocidad de convergencia durante el Mioceno Medio se produce la ingresión marina pacífica, que se engrana estratigráficamente con depósitos sedimentarios propios de la intensa denudación del relieve volcánico existente. Con el notable aumento de velocidad ocurrido en el Mioceno Superior, se inicia nuevamente un régimen compresivo-epeirogénico que pone fin al episodio marino, y que se correlaciona con facies de sedimentación continental y volcanismo del arco que, a partir del Plioceno Medio, muestra una leve migración hacia el antepaís.

Con un último pulso de alta velocidad en el Plioceno Superior-Pleistoceno, se asocia el movimiento diferencial de bloques tectónicos de eje paralelo a la fosa y el alzamiento andino.

#### DIRECCIONES ESTRUCTURALES Y EVOLUCION DE TRAYECTORIAS DE ESFUERZO

Diversos trabajos han enfatizado en la evolución estructural en los Andes Meridionales. Cecioni (1968) fue quizá el primero en señalar la dirección estructural NW para el sistema jurásico. Frutos & Tobar (1975) indican la relación entre ejes tectónicos estructurales (plegamiento y distensión) para cada período, con las trayectorias de esfuerzos derivados de la dinámica de placas para el margen Andino Meridional: WNW-NW en el Paleozoico, NW-NNW en el Jurásico, N-S en el Cretácico. Frutos (1986, 1987) muestra la disposición de los ejes estructurales durante el Cenozoico (ver cuadro).

Aquí aparece una situación especial en cuanto a la trayectoria de esfuerzos de dirección NE, coincidente con la dinámica de transcurrencia de la falla Liquiñe-Ofqui en los 10-12 m.a., que no se compara con una dirección normal de convergencia para este mismo período (Pilger, 1984; Pardo-Casas-Molnar, 1987). Esto podría explicarse por una componente de esfuerzo inducida por la actividad de expansión en el Paso Drake.

DIRECCION DE ESFUERZOS TECTONICOS DESDE EL CRETACICO A LA ACTUALIDAD (Frutos, 1988).

| DIASTROFISMO          | ESFUERZO    | EDAD               | DIRECCION    | ESTRUCTURAS         |
|-----------------------|-------------|--------------------|--------------|---------------------|
| Distensión ensiástica | Distensión  | Tirol-Neocomiano   | Vertical     | Fallas y cuenca     |
| Tirol-Neocomiano      |             |                    | (=N70E)      | dirección N20W      |
| Oregoniano            | Compresión  | Aptiano-Albiano    | N70E         | Plegues ejes N20W   |
| Sub-Hercínico         | Compresión  | Cretácico Superior | E-W          | Plegues NS          |
| Larámico              | Compresión  | Paleoceno Inferior | E-W          | Plegues NS          |
| Incaico(I y II)       | Compresión  | Eoceno Sup.-Olig.  | NE-SW        | Plegues NW          |
|                       | Distensión? | Oligoceno Sup.?    | Vertical     | Diáclasis NNE y ENE |
|                       |             |                    | (=NE)        | Fallas normales NW? |
| Quechua I             | Compresión  | Mioceno Medio      | SSW-NNE      | Plegues NW          |
|                       |             | 10 - 16 m.a.       |              | Diáclasis NS y SW   |
| Quechua II            | Compresión  | Mioceno Superior   | WNW-ESE      | Plegues NE-NNE      |
|                       |             | 5 - 7 m.a.         |              |                     |
|                       | Distensión? | Plioceno Inf.      | Vertical WNW |                     |
| Aizamiento Andino     | Distensión  | Plioceno           | NE-SW        | Diáclasis NW y EW   |
|                       | Distensión  | Cuaternario        | ENE-WSW      | Fallas NW y NNW     |
|                       |             |                    |              | Diáclasis NNE y NNW |
|                       |             |                    |              | Fallas NS y NNW     |

AGRADECIMIENTOS

El trabajo fue realizado con fondos del Proyecto FONDECYT 91-305. Esta es una contribución al proyecto IGCP 301 "Paleógeno de Sudamérica".

REFERENCIAS

Cisternas, M.E.; Alfaro, G.; Palma, S. & Helle, S. 1990. Marco geológico de las cuencas carboníferas de edad terciaria del sur de Chile. Actas XI Cong. Geol. Argentino 1:195-199. San Juan, Argentina.

Cisternas, M.E. & Frutos, J. 1994. Evolución Tectónico-Paleogeográfica de la Cuenca Terciaria de los Andes del Sur de Chile (37°30'-40°30' Lat.S.). VII Congr. Geol. Chileno.

Frutos, J. 1981 Andean tectonics as a consequence of sea-floor spreading Tectonophysics, 72(1981)T21-T32. Elsevier, Amsterdam.

Frutos, J. and Tobar, A., 1975. Evolution of the Southwestern Continental Margin of South America. In: K:S:W: Campbell (Editor), Third International Gondwana Symposium, Canberra, Australia(1973) Gondwana Geology. Australian National University Press, Canberra, pp.565-577

Frutos, J. 1986. La Cordillera de los Andes: Características geofísicas, estructura y dinámica del margen continental andino. In Geología y Recursos Minerales de Chile. ed. Frutos, J.; Oyarzún, R. y Pincheira, M. Edit. Universidad de Concepción, T1, pp.29-62

Frutos, J. 1988. Evolución de las trayectorias de esfuerzo en la tectónica de los Andes Meridionales. V Congreso Geológico Chileno, Tomo I pp.A261-A281

Gordon, R.G. & Jurdy, D.M. 1986. Cenozoic Global Plate Motions. Journal of Geophysical Research, vol. 91. N°B1pg.12389-12406

Barus, V. & Vanek, J. 1978. Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone andesitic volcanism, and tectonic features of the Nazca plate. Tectonophysics, 44:65-77

Herron, E.W. and Hayes, D.E. 1969. A geophysical study of the Chile Ridge. Earth Planet. Sci. Lett. 6:77-83

Hatherton, T. 1974. Active continental margins and island arcs. In: C.A. Burk and C.L. Drake (Editors), The Geology of Continental Margins. Springer, Berlin, pp.93-103

Isacks, B. & Molnar, P. 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes. Rev. Geophys.Space Phys., 9:103-173

James, D.E. 1971. Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. Geol. Soc. Am. Bull., 82:3325-3346

Jordan, T.E.; Isakcs, B.L.; Ramos, V.A. and Allmendinger, R.W., 1993. Mountain building in the Central Andes. Episodes, vol. 1983, N°3, pp. 20-26

Larson, R.L. and Pitman, W.C. 1972. World-wide correlation of mesozoic magnetic anomalies, and its implications. geol. Soc. Am. Bull., 83:3645-3662

Luyendyck, B.P. 1970. Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs. Geol. Soc. Am. Bull., 81:3411-3416

Megard, F. 1978. Etude géologique des Andes du Pérou central. Mém. ORSTOM, 86:310 pp.

Molnar, P.; Pardo-Casas, F. and Stock, J., 1987. Uncertainties in the reconstructions of the Indian, African and Antarctic plates since late Cretaceous time. Basin Res., 1(in press).

Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late cretaceous time. Tectonics, vol. 6, N°3, pp.233-248

Pilger, R. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. J. Geol. Soc.London, vol. 141, pp.793-802

Stauder, W. 1975. Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. J. Geophys.Res., 80: 1053-1064

Pitcher, W.S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granite magmas. J. Geol.Soc.London, 136:627-662

**TABLA 1: VELOCIDADES RELATIVAS DE CONVERGENCIA (cm/año) PARA DISTINTOS SECTORES DE LOS ANDES DEL SUR DE CHILE.**

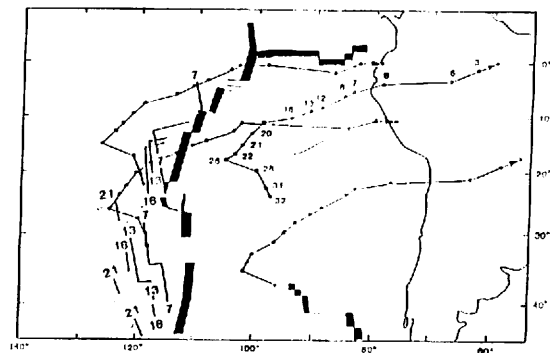
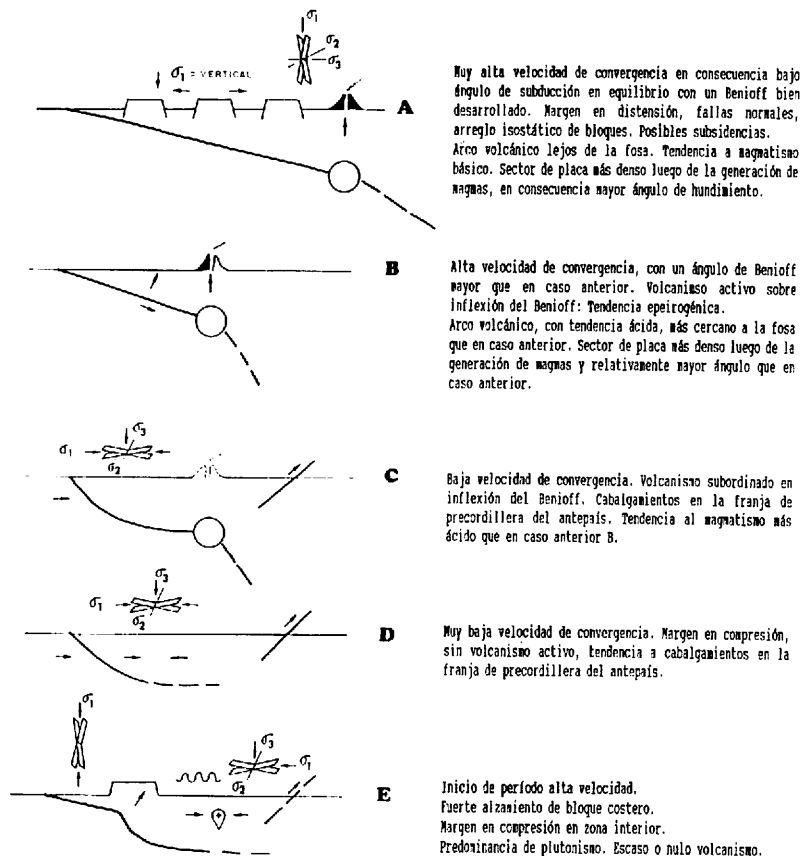
|                        | m.a.      | Anomalia Magnética | Sector Puerto Mont-Chiloé | Sector Loncoche-Puerto Mont | Sector Los Angeles-Loncoche |
|------------------------|-----------|--------------------|---------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Pleistoceno            | 1.6       | 2                  | 14                        | 14.3                        | 13.7                        |
| Plioceno               | 1.6-2.9   | 2A-2               | 10                        | 9.2                         | 13.8                        |
| Mioc. Sup.-Plioc. Inf. | 2.9-9.3   | 5-2A               | 14                        | 14.8                        | 15.6                        |
| Mioceno Medio          | 9.3-11.7  | 5A-5               | 11                        | 9                           | 7                           |
| Mioceno Medio          | 11.7-17.7 | 5D-5A              | 10                        | 11.3                        |                             |
| Mioceno Inf.           | 17.7-23   | 6B-5D              | 16                        | 14                          |                             |
| Oligoceno Sup.         | 23        | 7                  | 6                         |                             |                             |

**TABLA 2: CARACTERÍSTICAS TECTÓNICAS INFERIDAS DE LA MECÁNICA DE LA SUBDUCCIÓN EN LOS ANDES DEL SUR DE CHILE**

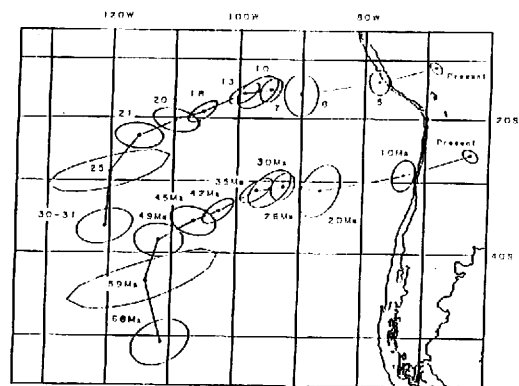
| Columna Estratigráfica                | Sector Puerto Mont-Chiloé | Sector Loncoche-Puerto Mont | Sector Los Angeles-Loncoche | Características  |
|---------------------------------------|---------------------------|-----------------------------|-----------------------------|--|
| Pleistoceno<br>Plioceno Superior      |                           |                             |                             | Alzamiento en bloque costero y cordillera, luego de compresión en 1,6 m.a.                 |
| Plioceno                              |                           |                             |                             | Subsidencia zona de cuencas y bloque costero.  |
| Plioceno inferior<br>Mioceno Superior |                           |                             |                             | Fuerte alzamiento bloque costero luego de compresión en Mioc. Sup. Tendencia epeirogénica. |
| Mioceno Medio                         |                           |                             |                             | Subsidencia en cuencas interiores. Ingresión marina, volcanismo en disminución.            |
| Mioceno Inferior                      |                           |                             |                             | Migración del arco volcánico hacia el este. Inicio transgresión.                           |
| Oligoceno Superior                    |                           |                             |                             | Fuerte diastrófilismo compresivo en 23 m. a. - 20 m.                                       |

1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. +
1. Fase diastrófica compresiva; 2. Tendencia a movimientos corticales epeirogénicos; 3. Tendencia a la subsidencia; 4. Movimiento diferencial de bloques (tectónica de horst graben); 5. Régimen tectónico cortical en compresión; 6. Volcanismo activo (tendencia básica); 7. Volcanismo activo (tendencia ácida); 8. Episodios de plutonismo.

**Fig.4: GEOMETRIA DEL PLANO DE BENIOFF Y SU RELACION CON CARACTERISTICAS DE LA GEOLOGIA DEL MARGEN CONTINENTAL.**



**Fig.2: Trayectoria de reconstrucción finita para cuatro puntos arbitrariamente fijados de la placa de Nazca, relativa a la placa Sudamericana. Se muestra también la ubicación parcial de la dorsal Pacífica reconstruida relativa a Sudamérica para las anomalías 7, 13, 16 y 21 (Tonada de Pilger, R.1984).**



**Fig.3: Posición de trayectoria de dos puntos de la placa de Nazca formados en el tiempo de la anomalía 30-31, trazados con respecto a Sudamérica para tiempos de las anomalías magnéticas indicadas. Notar la relativamente firme convergencia desde al menos el tiempo de la anomalía 21(49.5 m.a.).**