TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTIMACIÓN DE MOMENTOS DE INERCIA Y PATRÓN DE DEFORMACIÓN POR INTERACCIÓN DE PLACAS TECTÓNICAS

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Esp. Ceballos G., Ricardo
Para optar al Título
de Magister Scientiarum en Geofísica

Caracas, 2014

© Ricardo Ceballos Garzón, 2014
Hecho el Depósito de Ley.
Depósito Legal lft4872014500630

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTIMACIÓN DE MOMENTOS DE INERCIA Y PATRÓN DE DEFORMACIÓN POR INTERACCIÓN DE PLACAS TECTÓNICAS

TUTOR ACADÉMICO: Dra. Nuris Orihuela Guevara,
Dr. Plamen Neytchev Nechev

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Esp. Ceballos G., Ricardo
Para optar al Título
de Magister Scientiarum en Geofísica

Caracas, 2014

Ceballos G., Ricardo

ESTIMACIÓN DE MOMENTOS DE INERCIA Y PATRÓN DE DEFORMACIÓN POR INTERACCIÓN DE PLACAS TECTÓNICAS

Tutores Académicos: Dra. Nuris Orihuela Guevara, Dr. Plamen Neytchev Nechev. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2014, 172p.

Palabras Claves: Geodinámica, Placa, Caribe, Tensor, Momento, Inercia, Esfuerzos, Deformaciones.

Resumen.

El movimiento de las placas tectónicas resulta ser uno de los problemas más complejos en las Geociencias, en el caso de la interacción entre la Placa Caribe y sus vecinas, resulta de gran interés el poder dar cuenta de la correlación entre el momento de inercia del sistema y el movimiento relativo entre las mismas.

El presente trabajo se realiza con el fin de tratar una relación entre el movimiento de la placa y el tensor del momento de inercia, a partir de la necesidad de contar con argumentos físico matemáticos que permitan realizar modelos cuantitativos correlacionados con los resultados experimentales, modelos que no necesariamente serán más complejos sino más formales y autoconsistentes entre sí, cumpliendo con los principios de complementareidad y sencillez postulados por la Física.

En el trabajo se deducen las expresiones que permitirian el cálculo del tensor del momento de inercia $\vec{\vec{\iota}}$, relacionado con la movilidad y rotación de una placa tectónica, correlacionado a su vez con el modelo de Fuerzas generalizadas (esfuerzos), y que llevaría posteriormente a la hipótesis de un modelo estocástico global y generalizado de la interacción entre placas tectónicas.

Caracas, Junio de 2014

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Especialista en Ciencias Físicas Ricardo Ceballos Garzón, titulado:

"Estimación de momentos de inercia y patrón de deformación por interacción de placas tectónicas"

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Magister Scientiarum en Geofísica, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Dr. Mauricio Bermudez	Prof. Dr. Herbert Rendón
Jurado	Jurado
Dra. Nuris Orihuela Guevara	Dr. Plamen Neytchev Nechev
Tutora	Tutor

Dedicatoria

Nosotros los humanos tenemos un límite que no podemos rebasar, pero si nos esforzamos podemos acercanos lo más posible. Tu corazón debe ser como una espada, así no te perderás. Es un largo camino, y ese camino se construye con el valor de muchas vidas, jamás lo olvides... Así es, es un camino hecho con el valor de esas vidas.

A mi madre Antonia Garzón Gonzáles.
A la memoria de mi padre Alberto Segundo Ceballos Araújo[†].
A la Familia Ceballos, consolidada como un diamante indestructible.
A todas aquellas personas enfermas de cancer que cada día batallan por su vida.

Agradecimientos

A Venezuela y a la Universidad Central por darme la oportunidad que no tuve en mi país.

Me gustaría agradecer sinceramente a mi tutora de Tesis, Dra. Nuris Orihuela Guevara, por su afecto, motivación, dedicación, y paciencia en la elaboración de este trabajo, su conocimiento y forma de trabajo han sido una gran motivación para mi formación. Agradezco además su comprensión y cariño, ganando mi admiración, respeto y lealtad, en deuda siempre por todo lo recibido durante el tiempo de estudio del Magister.

Al Dr. Plamen Neytchev Nechev, pendiente siempre de mi formación, sin importar la distancia, quien inculcó en mí la disciplina, responsabilidad y compromiso académico, cuyos conocimientos han sido fundamentales en la culminación de este proyecto.

A todos los maestros del Magister, también a mis maestros de Especialización y Pregrado.

A mi amigo de grandes batallas, M.Sc Orlando Castiblanco Urrego.

También me gustaría agradecer de manera muy especial a mi primo Jesús Alberto Ceballos Castañeda por el apoyo incondicional, y a mi prima Alicia Ceballos Paredes por los consejos y sugerencias, muy pendientes todo el tiempo en colaborarme para alcanzar este gran objetivo.

De igual manera agradezco a mis primos: Tania Moreno Ceballos, Rubén Ceballos Barreto, Mario Enrique Ceballos Barreto, Laura Ceballos Ulcue, Jose Antonio Ceballos Ulcue.

Por último agradezco a las personas que me han brindado su apoyo: Luis Miguel Alvarado Guedez, Wendel Bill Joseph, Edward Gerardo Moreno Durán, Jhon Jairo Herrera Garzón†, Juán Manuel Dagert Avendaño, Harold Alberto Esquivel Ramírez, Angela Marcela Ladino Bernal, Witer Miledey del Toro Carvajal, Michell Ceballos Gómez, Andrea Estefania Ceballos Lozano[1]...

[1]La lista podría ser lo suficientemente extensa como para ser citada en texto, sin embargo a todos muchas gracias.

ESTIMACIÓN DE MOMENTOS DE INERCIA Y PATRÓN DE DEFORMACIÓN POR INTERACCIÓN DE PLACAS TECTÓNICAS

Especialista en Ciencias Físicas, Ricardo Ceballos Garzón

Junio de 2014

Índice general

INTRODUCCIÓN **1**

Planteamiento del problema 1

Justificación 2

Objetivos 4

Objetivo General 4

Objetivos Específicos 4

CAPÍTULO I

MARCO GEOLÓGICO **5**

Zona de estudio 5

Definición de los límites de placa 7

Descripción del ambiente geotectónico de la Placa Caribe 8

CAPÍTULO II

MOVIMIENTO ENTRE PLACAS Y EL MOMENTO DE INERCIA **16**

Cinemática de las rotaciones 16

Dinámica del sólido rígido 18

Transformación de las componentes del tensor de inercia . 22

Descripción de la interacción entre placas a partir de variables dinámicas 24

Momento y energía del sistema 27

Sismicidad y cinemática de placas 30

Cinemática de placas 30
Rotaciones de Euler aplicadas en reconstrucciones de placas tectónicas 33
Formalismo 34

CAPÍTULO III

SOBRE LA EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA PLACA CARIBE 38

Descripción de las fuerzas que actúan en la Placa Caribe . 39
Fuerzas de deriva 43
Empuje de la losa 43
Empuje de la dorsal 43
Succión de la fosa 46
Acoplamiento de esfuerzos al manto sublitosférico 47
Flujo de la esquina 47
Esfuerzo de corte basal 48
Fuerzas resistivas 49
Fuerzas resistivas en la losa de Maracaibo 49
Equilibrio de torques 49
Resultados del equilibrio de torques 50
Modelo de esfuerzos 52
Modelo de rotaciones 54
Comparación con estudios anteriores 55

CAPÍTULO IV

SOBRE LA GEODINÁMICA DE PLACAS Y LAS CADENAS DE MARKOV 57

Argumentos a favor y en contra del origen Pacífico de la Placa Caribe y argumentos a favor de un origen in situ 58
El modelo Pacífico 59

El modelo in situ 63
Argumentos en contra de un origen Pacífico para la Placa Caribe 64
Paleoreconstrucciones realizadas para la Placa Caribe utilizando el software del proyecto $ODSN$ . . . 68
Consideraciones 69
Cadenas de Markov 71
Fundamentos físicos del modelo de interacción 73

Conclusiones **91**

Apéndices **92**

A. Otros argumentos a favor de un origen Pacífico para la Placa Caribe **94**

B. Otros argumentos a favor de un origen In situ para la Placa Caribe **112**

C. Definiciones **128**
Estado insignificante 128
Estado significativo 129

Bibliografía **131**

Índice de figuras

1. Configuración tectónica de la Placa Caribe. La mayoría de elementos tectónicos y fallas son: Falla de Anageda (AF); Cresta de Aves (AR); Cresta de Beata (BER); Plataforma de Bahamas (BP); Cresta de Barracuda (BR); Ante Arco Central Americano (CAF); Zona Rumbo Deslizante del Ante Arco Central Americano (CAFFS); Cuenca de Colombia (CB); Cresta de Cocos (CR); Fosa Caimán (CT); Zona de Falla Enriquillo Plantain Garden (EPGF); Bloque de Gonave (G); Cuenca de Granada (GB); Bloque Española (H); Zona de Falla Española (HF); Arco de islas de las Antillas Menores (LA); Bloque Ante Arco de las Antillas Menores (LAB); Cuenca de Maracaibo (MB); Zona de subducción de Maracaibo (MS); Fosa de los Muertos (MT); Cresta Normal (NR); Cinturón deformado del Norte de Panamá (NPDB); Bloque de Panamá (P); Bloque de Puerto Rico (PR); Falla Septentrional (SF); Cresta Tiburón (TR); Cuenca de Venezuela (VB). Las direcciones principales de esfuerzo interpretadas del proyecto WSM [Heidebach et al 2008] son mostradas en azul. Las direcciones de las velocidades de deformación principal del modelo de velocidad de deformación global [Kreemer et al 2003] son mostradas en rojo. El recuadro inferior de la derecha muestra el eje vertical de rotación, de [Kreemer et al 2003]. El recuadro superior de la izquierda muestra los (no interpretado) ejes máximos de compresión del WSM (World Stress Map). Imagen modificada de [Benthem, S y Govers, R 2010]. 6

2. Sismicidad (círculos rojos, día en el que se obtiene el mapa, naranja, día anterior, amarillo, dos semanas antes, violeta, 5 años antes. Mapa obtenido de http://www.iris.edu el 4 de junio de 2013.) y vulcanismo (triángulos azules). 7
3. Placas vecinas a la Placa Caribe y sus movimientos relativos, imagen modificada de [DeMets, C., et al 1994]. 8
4. Sistema geotectónico de la Placa Caribe, imagen modificada de [Mann, P., 1999] y [Ten Brink, Uri. y Lin, Jian].

El color de fondo es la representación de la topografía satelital [Smith, W. H. F. y Sandwell D. T., 1997]. Las zonas en superficie son representadas en amarillo, en tanto que los límites de placa son marcados en rojo. El globo de la parte inferior izquierda indica la ubicación geográfica de la Placa Caribe. 11
5. Marcos de referencia y radio vectores de posición. 16
6. Marcos de referencia. 25
7. Efecto de Coriolis, imagen modificada de [Uprh]. 27
8. Geometría del movimiento entre placas. 31
9. Coordenadas cartesianas y geográficas de un punto P. El punto P' corresponde al punto luego de la rotación, se ilustran además la latitud E_λ y la longitud E_φ del polo de Euler, el ángulo ϕ de rotación, denominado ángulo de Euler, imagen modificada de [Greiner J, 1999]. 35
10. Conjunto de fuerzas actuando sobre la litósfera, imagen modificada de [Benthem, S y Govers, R 2010]. 42
11. Representación gráfica de la diferencia de presión $P_{gr}(h)$ en términos de la topografía h, para $h > 0$. 44
12. Valores obtenidos para la diferencia de presión $P_{gr}(h)$ en términos de la topografía h, para $h > 0$, cuyo orden de magnitud está en el rango de 0 a 11,2 MPa. 45

13. Representación gráfica de la diferencia de presión $P_{gr}(h)$ en términos de la topografía h, para $h < 0$, debido a las magnitudes involucradas resulta más laboriosa su obtención. 45

14. Valores obtenidos para la diferencia de presión $P_{gr}(h)$ en términos de la topografía h, para $h < 0$, cuyo orden de magnitud está en el rango de 0 a $-7{,}2\ MPa$. 46

15. Soluciones para los modelos de equilibrio de Torques (a) $NOTSUC5$, (b) $TSUC5$ y (c) $LOTSUC5$. El eje vertical muestra las magnitudes de fuerza resistiva (longitud del límite de placa por metro horizontal) desde las soluciones al balance de torques (resistencia de fallas transformantes $\mathbf{F_{tf}}$, resistencia de contacto en la subducción de la placa $\mathbf{F_{pcr}}$, y resistencia de corte a lo largo de la losa $\mathbf{F_{sr}}$). El eje horizontal muestra la magnitud del esfuerzo de corte basal. Las líneas denotan las soluciones para las fuerzas citadas anteriormente como función de la magnitud de corte basal. Se grafican para diferentes valores de $\mathbf{F_{cb}}$. Los puntos denotan los valores de $\mathbf{F_{sr}}$ y $\mathbf{F_{cb}}$ usadas para calcular el campo de deformación elástica, imagen modificada de [Benthem, S y Govers, R 2010]. 51

16. Campo de esfuerzos en la Placa Caribe, imagen modificada de [Benthem, S y Govers, R 2010]. 53

17. Modelos para el origen de la Placa Caribe (A) Pacífico (B) In situ. (A) muestra las etapas de la migración del arco, en el borde de la Placa Caribe, que migró desde el Pacífico. (B) muestra la formación de áreas oceánicas (cruces sombreados) oeste, NO, divergente sinestralmente en el Norte y América del Sur en el Jurásico-Cretácico temprano. La Placa Caribe fue definida por arcos de islas en las Mayores-Menores-Aruba-Blanquilla-Antillas Menores-Aruba-Blanquilla y en el sur de América Central. Desde el Eoceno superior en límite norte del Caribe sigue la Fosa de Caimán. Imagen modificada de [Keith H.J., 2005]. 58

18. Mesoamérica, elementos geográficos más relevantes, imagen modificada de [Keith H.J., 2005]. 60
19. Reconstrucciones de: Kerr, A.C., Iturralde Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L., and Tarney, J., 1999, Un nuevo módelo para la tectónica de la Placa Caribe: Implicaciones de una resonancia Geoquímica de rocas volcánicas del Mesozoico en Cuba, Boletín de la Sociedad Geológica de América, 111(11): 1581-1599, Figura 11. Kerr puede ser contactado en la dirección: ack2@le.ac.uk, imagen modificada de [Kerr et al 1999]. 61
20. Modelos de la entrada "Gran Arco", en el borde delantero de la Placa Caribe. La línea continua de la derecha del diagrama es la longitud medida de la Antillas Mayores-Antillas Menores-Aruba-Blanquilla Antillas, con extensión pull-apart eliminada. Para esto el arco debió haber cambiado de forma lineal, con tendencias NO en los arcos curvos que aparecen en el Maastrichtiano y Mioceno, así la Placa Caribe estaría intensamente plegada detrás del arco o el arco sería desacoplado de la placa, imagen modificada de [Keith H.J., 2005]. . . 62
21. Modelos del Bloque Chortis rotando para permitir el borde de salida de la placa del Caribe en una ubicación centroamericana. Los diagramas implican que el bloque se trasladó SE a lo largo del borde de salida de la migración NE de la placa y de alguna manera se agregó a la parte NO de la placa. Esto no es realista (y el mecanismo nunca se explica en los modelos Pacífico), imagen modificada de [Keith H.J., 2005]. 63
22. Las áreas del Caribe, Escocia y Banda son notablemente similares en forma y dimensión. Escocia y la corteza oceánica Banda es conocido que se formaron en el lugar, imagen modificada de [Keith H.J., 2005]. 78
23. Mapa de esfuerzos Timor oriental, imagen construida y modificada desde [Heidebach et al 2008]. 79
24. Mapa de esfuerzos de Caribe, imagen construida y modificada desde [Heidebach et al 2008]. 79

25. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Jurásico ≈ 170 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 80
26. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Cretácico ≈ 130 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 81
27. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Cretácico ≈ 120 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 82
28. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Cretácico ≈ 90 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 83
29. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Cretácico ≈ 76 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 84
30. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Cretácico ≈ 70 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 85
31. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Paleoceno ≈ 59 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 86

32. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Eoceno $\approx$ 49 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 87
33. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Eoceno $\approx$ 35 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 88
34. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Mioceno $\approx$ 21 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 89
35. Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Mioceno $\approx$ 10 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de. 90

B.1. Distribución regional de calizas de aguas poco profundas Albiano en la región del Caribe. Se producen por encima de una discordancia regional. Ellas indican una historia geológica compartida entre el elementos del arco volcánico y continental e indican que la Placa Caribe estaba in situ en este momento, imagen modificada de [Keith H.J., 2005]. 113
B.2. Distribución regional del Paleoceno-Eoceno medio depósitos Flysch/wildflysch. Ellos registraron la interacción regional de la Placa Caribe con los elementos vecinos, imagen modificada de [Keith H.J., 2005]. 115

B.3. Distribución regional de calizas de aguas poco profundas del Eoceno medio en la región del Caribe. Indican levantamiento geológico regional en la culminación de la convergencia Paleoceno-Eoceno medio. Al igual que los depósitos de la Figura B.2, ellos indican una ubicación intra-Americana de la placa Caribe en el momento de la deposición, imagen modificada de [Keith H.J., 2005]. 116

B.4. Tendencia NE de deformación extensional en América Central incluye rifts Triásico-Jurásico del sur de Estados Unidos y el norte de Sur América, la corteza continental ampliada en el Golfo de México, el este de Norte América costa afuera, este Yucatán, el Rise Nicaragua y el occidente de la cuenca de Venezuela/cresta de Beata. El paralelismo de los rifts Jurásico en Yucatán y en Honduras con el esfuerzo regional de América Central muestran que los bloques Maya y Chortis no han rotado, imagen modificada de [Keith H.J., 2005]. . 122

INTRODUCCIÓN

El movimiento de las placas tectónicas resulta ser uno de los problemas más complejos en las Geociencias, en el caso de la interacción entre la Placa Caribe y sus vecinas, resulta de gran interés el poder dar cuenta de la correlación entre el momento de inercia del sistema y el movimiento relativo entre las mismas.

El origen y evolución de la Placa Caribe es un tema actual de discusión en las Geociencias, en este sentido el poder caracterizar el momento de inercia de esta placa podría dar mayor claridad sobre su comportamiento geodinámico.

Teniendo en cuenta la ubicación geográfica, geología e impacto económico en la región, la Placa Caribe es por demás una de las placas más estudiadas del mundo, sin embargo aún no se tiene claro su origen y evolución geodinámica, en términos de ello surge la siguiente pregunta:

¿Cuál es la correlación entre la deformación en los bordes y el momento de inercia de las placas?

A partir de la respuesta es posible tratar una relación entre el movimiento de la placa y el tensor del momento de inercia. Pensamos que de esta manera se logra una mejor comprensión tanto en el plano puramente científico como para reflexionar sobre alguna posible caracterización a escala global.

Planteamiento del problema

En los últimos 50 años la Placa Caribe ha sido una de las más estudiadas en el planeta, [Pindell , J.L y Kennan, L., 2009]; [Audemard, F.A 2009];

[Meschede, M. y Frisch, W., 1998]; [Burke et al 1984]; [Christofferson, E, 1973][1] el trabajo de los investigadores ha consistido en poder dar cuenta del posible origen y evolución de la placa en términos geodinámicos, tema por demás complejo por los rasgos tectónicos y estructurales de la zona de estudio, teniendo en cuenta los datos de sismicidad en la región, que son consecuencia de la interacción entre la Placa Caribe y sus vecinas (Norte América, Sur América, Atlántico, Nazca y Cocos). Los límites entre placas están asociados con la formación de algunas de las estructuras geomorfológicas observadas en la región tales como los arcos magmáticos.

La motivación del trabajo está relacionada con establecer desde el punto de vista geodinámico una aproximación a los momentos de inercia entre placas, teniendo en cuenta algunas de las condiciones descritas anteriormente para el contexto de la Placa Caribe, considerando como hipótesis de partida que las placas tienen unas formas geométricas definidas (bloques litosféricos) y cuya interacción genera patrones de esfuerzos en la frontera que caracterizan el tipo de borde de placa.

Los momentos de inercia permiten diferenciar la placa de mayor tamaño y grosor de la de menor tamaño y bajo espesor, teniendo en cuenta paleoreconstrucciones que permitirían validar en tiempo actual una posible evolución de la geodinámica del sistema.

Justificación

La tectónica de placas representa un campo fundamental en las Geociencias, dentro de este renglón la cinemática de placas representa un área compleja, donde partimos de modelos simples constituidos por bloques litosféricos que se desplazan sobre la periferia planetaria gracias a los movimientos rotacionales sobre su superficie curva. Las zonas fronterizas entre bloques listosféricos con

[1] La cantidad de trabajos realizados resulta ser bastante extensa como para ser citada en este texto.

distintas propiedades (espesor y densidad) determinan por una parte las zonas de bordes de placa y por otra, franjas de deformación asociadas a la interacción de bloques. Las diferencias en dimensión y composición entre bloques litosféricos se traduce en que distintas placas posean distintos momentos de inercia, con lo cual, las franjas de interacción de bloques contiguos pueden ser tipificadas según los contrastes en esta propiedad, los tipos de movimientos relativos asociados y en consecuencia el tipo de ambiente geológico derivado. En este trabajo se deducen las ecuaciones que permiten la estimación del tensor del momento de inercia de una placa tectónica, como fase inicial de un estudio de cinemática de placas que persigue caracterizar la interacción entre la Placa Suramericana y la Placa Caribe.

Se busca caracterizar el comportamiento geodinámico de las placas a partir del tensor de momento de inercia, a partir de esta información se propone establecer condiciones en el origen y evolución de la Placa Caribe.

Objetivos

Objetivo General

Establecer la relación entre el tensor del momento de inercia y la deformación en la frontera entre dos placas tectónicas.

Objetivos Específicos

- Analizar cuales son los factores que determinan el tensor del momento de inercia de una placa tectónica.
- Interpretar la correlación entre el tensor del momento de inercia y el movimiento relativo entre las placas.
- Estimar el patrón de esfuerzos de interacción entre dos placas de diferentes dimensiones.
- Analizar la relación entre el movimiento relativo entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana.

CAPÍTULO I
MARCO GEOLÓGICO

Zona de estudio

La Placa Caribe se ubica aproximadamente entre las longitudes 60^{o} y 90^{o} este y las latitudes 10^{o} y 20^{o} norte (Ver Figura 1).

Tiene una superficie aproximada de $4 \times 10^{6}\ Km^{2}$ que en comparación con el grupo de grandes placas litosféricas resulta ser relativamente pequeña (Ver Figuras 1, 3 y 4), los límites de placas y fallas son basados en el mapa geológico de [French y Schenk (s/f)], en términos geométricos puede ser aproximada a una forma rectangular, desde un punto de vista geomecánico puede ser considerada como un sistema constituido por un conjunto de bloques independientes que se desplazan a lo largo de los límites de placa.

Las placas vecinas asociadas son la Placa de América del Norte en el norte y el este, la Placa de América del Sur en el sur y el este, y las placas de Cocos y Nazca en el oeste, su extensión va desde Centroamérica en el límite oeste hasta las Antillas Menores en el límite este, y desde el sur de Cuba hasta el norte de Sur América (Ver Figuras 1, 3 y 4). Los principales límites de la Placa Caribe se evidencian por la alta sismicidad, (concentración de terremotos producida esencialmente en su periferia) originando una franja ancha y difusa, y también por los procesos de vulcanismo activo en los márgenes este (arco volcánico de las Antillas Menores) y oeste (Centroamérica) (Ver Figura 2) [Granja J, 2005].

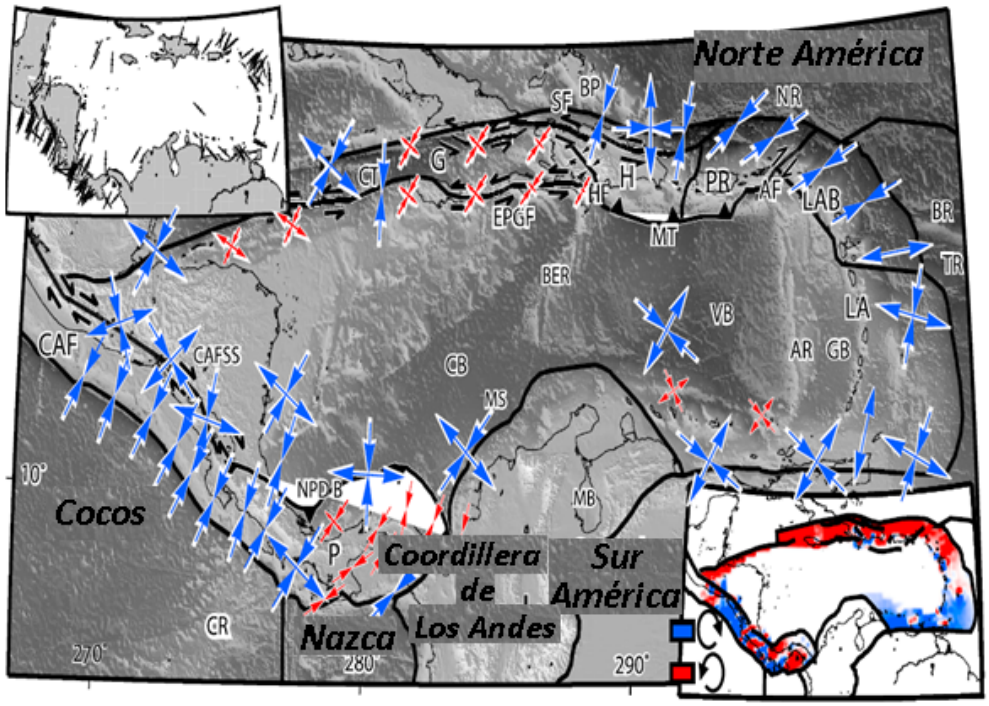

Figura 1: Configuración tectónica de la Placa Caribe. La mayoría de elementos tectónicos y fallas son: Falla de Anageda (AF); Cresta de Aves (AR); Cresta de Beata (BER); Plataforma de Bahamas (BP); Cresta de Barracuda (BR); Ante Arco Central Americano (CAF); Zona Rumbo Deslizante del Ante Arco Central Americano (CAFFS); Cuenca de Colombia (CB); Cresta de Cocos (CR); Fosa Caimán (CT); Zona de Falla Enriquillo Plantain Garden (EPGF); Bloque de Gonave (G); Cuenca de Granada (GB); Bloque Española (H); Zona de Falla Española (HF); Arco de islas de las Antillas Menores (LA); Bloque Ante Arco de las Antillas Menores (LAB); Cuenca de Maracaibo (MB); Zona de subducción de Maracaibo (MS); Fosa de los Muertos (MT); Cresta Normal (NR); Cinturón deformado del Norte de Panamá (NPDB); Bloque de Panamá (P); Bloque de Puerto Rico (PR); Falla Septentrional (SF); Cresta Tiburón (TR); Cuenca de Venezuela (VB). Las direcciones principales de esfuerzo interpretadas del proyecto WSM [Heidebach et al 2008] son mostradas en azul. Las direcciones de las velocidades de deformación principal del modelo de velocidad de deformación global [Kreemer et al 2003] son mostradas en rojo. El recuadro inferior de la derecha muestra el eje vertical de rotación, de [Kreemer et al 2003]. El recuadro superior de la izquierda muestra los (no interpretado) ejes máximos de compresión del WSM (World Stress Map). Imagen modificada de [Benthem, S y Govers, R 2010].

Definición de los límites de placa

Uno de los criterios más sólidos para establecer el límite entre un par de placas, tiene que ver con el registro de sismicidad (Ver Figura 2), hasta el manto litosférico, con miras a comprobar la existencia de un gran plano de ruptura, el cual establece la división de las mismas, el límite está caracterizado por la diferencia de reologías.

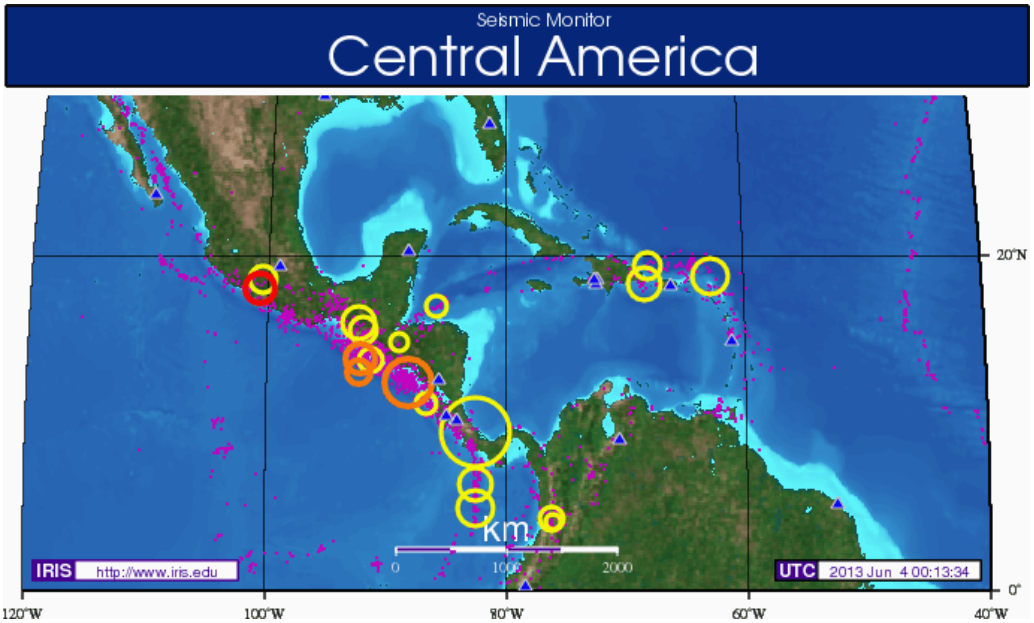

Figura 2: Sismicidad (círculos rojos, día en el que se obtiene el mapa, naranja, día anterior, amarillo, dos semanas antes, violeta, 5 años antes. Mapa obtenido de http://www.iris.edu el 4 de junio de 2013.) y vulcanismo (triángulos azules).

El estudio del patrón de deformación es también de gran importancia en el establecimiento de los límites entre placas, la Placa Caribe tiene dos límites tectónicos reconocidos mediante el estudio de la sismicidad profunda; en el límite oeste de la Placa Caribe parecen existir condiciones de subducción en la Placa de Cocos, [Donnelly, T.W., 1994]; [Donnelly, T.W., 1994]; [Mann et al 1990] y [Meschede, M. y Frisch, W., 1998], otro límite está a lo largo de las Antillas Menores y en la parte oriental de la Península Araya-Paria, lugar donde la sismicidad es más evidente (Ver Figura 2), formando grupos de hipocentros que conforman una zona de subducción cuyo buzamiento se dirige al oeste,

[Bouysse, P 1984]; [Bouysse et al 1990].

En el caso de los límites tectónicos al norte y sur, es decir en donde se establece la interacción con las placas Norteamericana y Suramericana, los límites no están definidos con un alto grado de certeza, razón por la cual aún hoy en día hay discusión sobre los límites "reales". En el caso del límite sur de la Placa Caribe se realiza una aproximación con respecto al sistema de fallas transcurrente dextral de rumbo este, oeste Boconó-San Sebastián-El Pilar; algunos autores toman en cuenta el cinturón deformado del sur de Caribe, al norte de las Antillas de Sotavento.

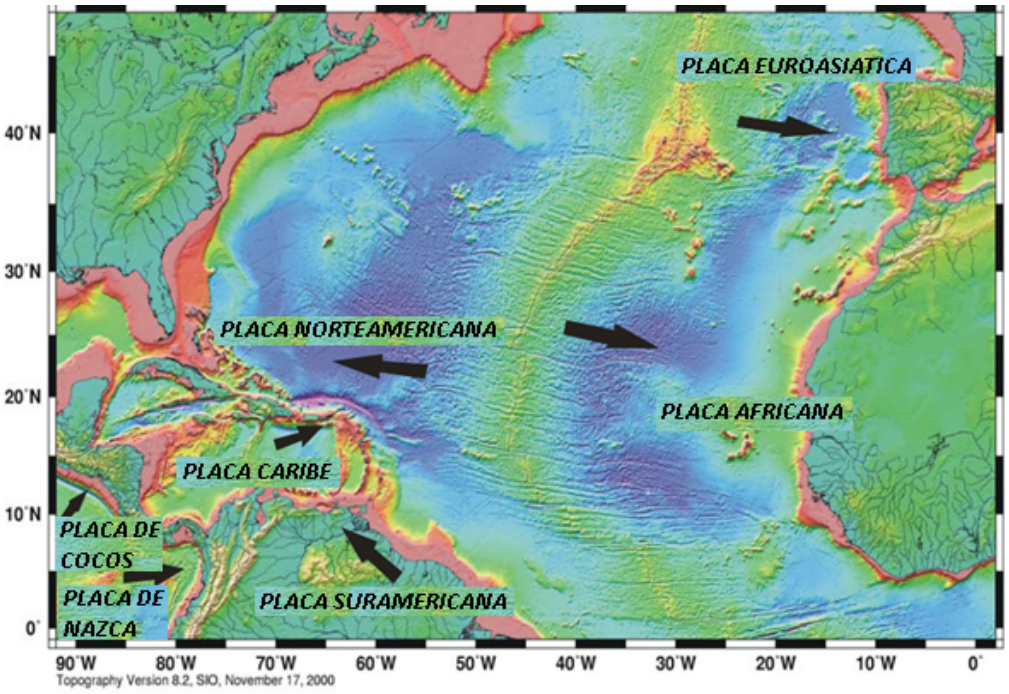

Figura 3: Placas vecinas a la Placa Caribe y sus movimientos relativos, imagen modificada de [DeMets, C., et al 1994].

Descripción del ambiente geotectónico de la Placa Caribe

La deformación activa de 100 a 200 Km [Audemard, F.A y C. Giraldo 1997] es predominante en el norte de Venezuela. Al sur del cinturon deformado del sur del Caribe se encuentra el Bloque tectónico de Bonaire

[Silver, E. et al 1975], expulsado en dirección NE [Freymueller et al 1993]; [Kellogg, J. y Vega, V., 1995]; [Kaniuth et al 1999], y ocasiona el sobrecorrimiento de la Placa Caribe al norte de las Antillas de Sotavento, causando una subducción plana de vergencia sur que se ha formado en los últimos 5 Ma [Audemard, F.E, Audemard, F.A 2002]; [Audemard, F.A 1993], apoyada además por [Van der Hilst, R 1990], sustentada por un estudio de tomografía sísmica, en donde infiere la presencia de dos láminas subductantes por debajo de Sur América (Placa Caribe y Placa Nazca), prolongándose varios cientos de Kilómetros en profundidad.

Algunos estudios indican que los límites de placa en el NE y SE son predominantemente de tipo rumbo deslizante, en tanto que en el límite este de la placa, las placas de Norte América y Sur América originan subducción en el Arco de las Antillas Menores [Molnar P., Sykes L. R., 1969]. En Española, Puerto Rico y las Islas Virgenes el movimiento relativo de las placas RPM[2] es oblicuo. En el oeste, la Placa de Cocos está subduciendo en la Fosa de Centro América.

La Placa Caribe subduce debajo del bloque norte de los Andes en el SO, en cercanías a la costa de Colombia. La caracterización de los límites de placa norte y sur parece no deberse a un patrón único sino más bien por un sistema de fallas difuso, que parecen ser de tipo rumbo deslizante y permiten el estado de configuración presente para el RPM [Clark, S., et al 2008]; [Clark, S., et al 2008]; [Magnani, M. B., 2009]. La Fosa de Caimán en el norte es una cuenca pull apart, donde se ha creado nueva litósfera oceánica en forma continua desde el Eoceno [Rosecrantz, E., et al 1988].

Las edades oceánicas para el resto del Caribe son desconocidas, ello como consecuencia de la deposición de basaltos de una gran provincia ígnea LIP[3] en

[2]Relative Plate Motion.
[3]Large Igneous Province.

la parte superior de la litósfera en el Cretácico tardío [Hoernle, K., et al 2004].

La Cuenca de Granada se sugiere como el resultado de la propagación antearco en el Terciario temprano, [Bird et al 1993]; [Aitken , T., et al 2009] o un segmento de listósfera atrapado del Atlántico en donde no tiene lugar ningún tipo de extensión [Kearey, P. 1974].

A lo largo de su frontera norte la Placa Caribe se encuentra fragmentada en el pequeño Bloque de Gonave [Rosecrantz, E., y P. Mann 1991]; [DeMets, C., y M. D. Wiggins-Grandison 2007], el Bloque de la Española, el Bloque de Puerto Rico [Byrne, D. B., et al 1985]; [Jansma, P., A. et al 2000] y posiblemente el Bloque norte de las Antillas Antearco [López, A. M., et al 2006].

En el SO, se encuentra el Bloque de Panamá [Kellogg, J. y Vega, V., 1995] y el Bloque Antearco Central Americano CAF (Ver Figura 1) [DeMets, C., 2001]. Estos bloques están separados por sistemas de fallas desde el interior de la Placa Caribe. En la Placa de Cocos, al SO de Panamá la Cresta de Cocos está subduciendo debajo, o indentando el Bloque de Panamá. Es probable que afecte la dinámica de la Placa de Panamá y el escape lateral NE del Bloque CAF [Correa-Mora, F., et al 2009]; [LaFemina, P., et al 2009]. Otras crestas subduciendo que afectan la dinámica de la Placa Caribe son: la Plataforma de Bahamas [Mann et al 2002]; [Manaker, D. M., et al 2008], y la Cresta Normal [Grindlay, N. R., et al 2005] en el NE de la Fosa de Puerto Rico y las crestas de Barracuda y Tiburón [McCann, W., y L. Sykes 1984] en el NE de la Fosa de las Antillas Menores.

Datos geológicos, geofísicos y geodésicos evidencian un movimiento de la Placa Caribe en dirección este con respecto a la Placa Norteamericana y Suramericana, sin embargo los datos no llegan a tener un alto grado de certeza para la última en cuestión. Teniendo en cuenta datos GPS[4], el movimiento relativo

[4]Global Positioning System, en castellano Sistema de Posicionamiento Global.

con respecto a la Placa Norteamericana se da a razón de aproximadamente $18\frac{mm}{año}$ a $20\frac{mm}{año}$ con un azimut aproximado de 70^{o} [Mann et al 2002], relativo a la Placa Suramericana, en la mayor parte del límite el movimiento se da a razón de $20\frac{mm}{año}$ con un azimut aproximado de 68^{o} [Weber, J., et al 2001]. Las tasas de movimiento obtenidas mediante el modelo geodésico global $NUVEL$-$1A$ de [DeMets, C., et al 1994] para las placas de Cocos y Nazca relativas a la Placa Caribe son de aproximadamente $59\frac{mm}{año}$ a $74\frac{mm}{año}$ en sentido NE-este, por tanto sus movimientos son mucho más rápidos y en diferente dirección que entre la Placa Caribe y las dos grandes placas americanas.

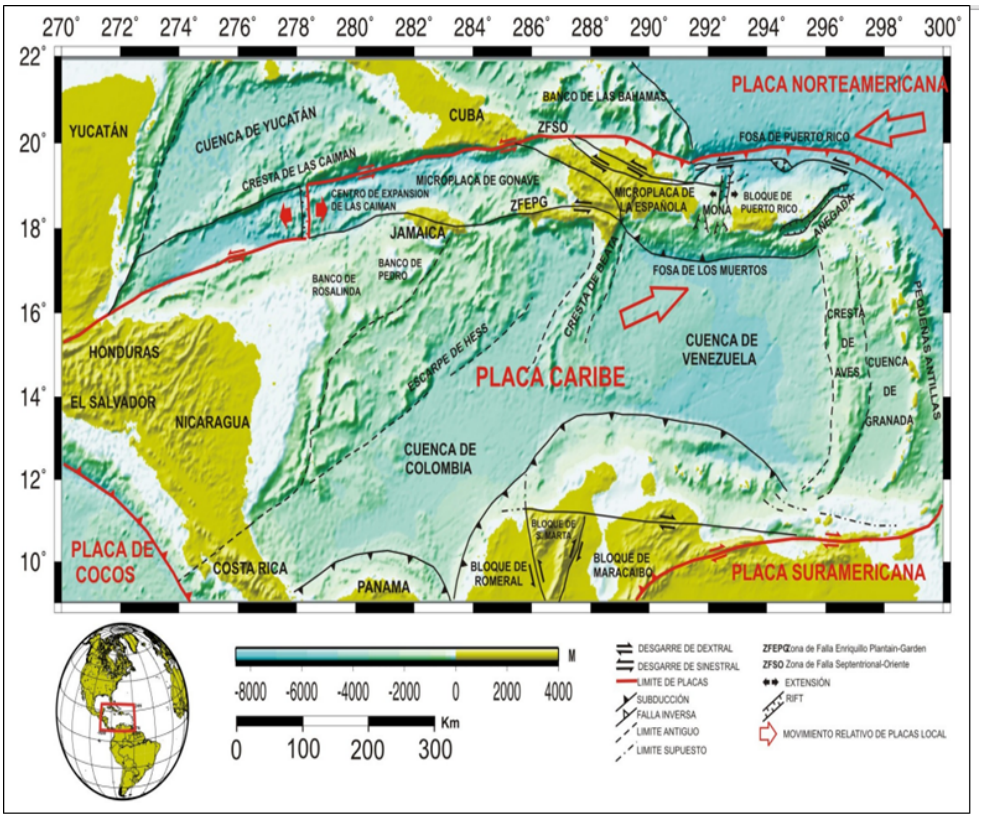

Figura 4: Sistema geotectónico de la Placa Caribe, imagen modificada de [Mann, P., 1999] y [Ten Brink, Uri. y Lin, Jian].

El color de fondo es la representación de la topografía satelital [Smith, W. H. F. y Sandwell D. T., 1997]. Las zonas en superficie son representadas en amarillo, en tanto que los límites de placa son marcados en rojo. El globo de la parte inferior izquierda indica la ubicación geográfica de la Placa Caribe.

Las diferencias en las tasas de movimiento son ajustadas principalmente en las zonas de borde de la Placa Caribe (Ver Figura 4).

Los límites de placa pueden ser clasificados en tres categorías:

- Límites transcurrentes: conformados por fallas rumbo deslizantes sinestrales conjugadas con zonas de transpresión y transtensión a lo largo del borde norte (límite entre la Placa Caribe y la Placa Norteamericana) y fallas rumbo deslizantes dextrales junto a zonas transpresivas y transtensivas a lo largo del borde sur (límite entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana)(Ver Figura 4) [Granja J, 2005].

- Límites convergentes: categorizados mediante los procesos de subducción de la litósfera oceánica del Atlántico que se está consumiendo a lo largo del límite este del Caribe, en la zona de subducción de las Antillas Menores, y de la litósfera oceánica de la Placa de Cocos, además de una porción de la Placa de Nazca que se está consumiendo a lo largo del borde oeste de la Placa Caribe en la zona de subducción Centroamericana (Ver Figura 4) [Granja J, 2005].

- Límite divergente: categorizado por medio de una zona extensional, en este caso por la zona extensional (rift) del centro de expansión de las Islas Caimán (con una tasa de apertura variable aproximada que en promedio no supera los $10\frac{mm}{año}$ en dirección este, oeste). En el paso de la Mona también se produce extensión, lo cual permite inferir que muy probablemente se trate de un borde principal de la Placa Caribe (apertura este, oeste de $5\frac{mm}{año}$) (Ver Figura 4) [Granja J, 2005].

En conclusión el límite norte y el sur muestran una deformación compartimentada que se explica por el relevo de distintas estructuras. En el límite norte de la Placa Caribe se genera un movimiento transcurrente sinestral alineado este, oeste con una componente de convergencia oblicua (en la zona NE de La Española, en la Fosa de Puerto Rico y en la Fosa de los Muertos), y con una componente de divergencia (Rift de Mona y Rift de las Caimán) [Granja J, 2005].

Estas condiciones se evidencian en el gran desarrollo de las estructuras de desgarre dentro de regímenes tectónicos transpresivos y transtensivos.

El límite sur de la Placa Caribe resulta ser más complejo en cuanto su caracterización, no hay un límite transcurrente que permita una definición aproximada como en la zona norte, se producen movimientos de desgarre dextrales pero con una traza superficial más sinuosa y con mayor relevancia de la componente de convergencia.

En el interior de la Placa Caribe quedan algunos rasgos de lo que pudieron haber sido los posibles límites antiguos de placa y que actualmente se comportan como crestas rígidas y asísmicas, algunos ejemplos son la Cresta de Aves, la Cresta de Beata y el Escarpe de Hess (Ver Figura 4) [Granja J, 2005].

Como resultado de la interacción de regímenes tectónicos tan diferentes en un mismo borde de placa se produce la formación de microplacas y bloques tectónicos [Byrne, D. B., et al 1985]; [Jansma, P., A. et al 2000]. En la zona norte se encuentran las microplacas de Gonave y La Española, el Bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes (Ver Figura 4). En la zona sur están los bloques de Maracaibo, Romeral y Panamá (ver Figura 4). A partir de los estudios de mecanismos focales realizados durante más de 25 años en los terremotos de la zona del Caribe se ha reunido una muestra representativa en los católogos sismológicos existentes en la región[5]. A partir de tales datos, terremotos con magnitud de ($Ms > 4{,}5$) y que tienen lugar más frecuentemente en contextos tectónicos de subducción como en las Antillas Menores y Centroamérica, que son menos frecuentes en límites transcurrentes como al norte y sur de la Placa Caribe. Los estudios de mecanismos focales y geodésicos demuestran que la esquina NO de Suramérica (Bloque de Maracaibo) está siendo desplazada, expulsada hacia el NE a lo largo del sistema de fallas rumbo deslizantes dextrales dentro de Colombia y Venezuela. Este desplazamiento podría haberse

[5]Ver por ejemplo el Catálogo de Harvard [Harvard CMT catalogue]

favorecido por medio de una colisión entre el arco de Panamá con el NO de Suramérica durante el Neógeno. Las placas litosféricas subducidas en estas regiones alcanzan los 150 Km de profundidad en la zona de las Antillas Menores.

El interior de la Placa Caribe está conformado por un Plateau Oceánico con un espesor de la corteza engrosada que va de 15 a 18 Km, como consecuencia del emplazamiento rápido y extenso de flujos basálticos y sills, sobre tal basamento fueron depositados aproximadamente 2 Km de sedimentos.

El espesor y geoquímica del Plateau Oceánico caribeño son análogos a los del oeste del Pacífico incluyendo las de Manihiki y Otong Java, algo que se constituye en un referente para la inferencia o argumentación de algunos autores que sugieren el origen Pacífico de la Placa Caribe [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990].

Las rocas del arco de islas de edad Cretácico-Eoceno están en un cinturón semicontinuo desde Cuba, pasando por las Antillas Menores hasta la costa norte de Suramérica [Granja J, 2005]. El segmento norte que va de Cuba a las Islas Vírgenes no muestra evidencias de haber tenido vulcanismo activo desde la colisión con el Banco de las Bahamas entre el Paleoceno tardío y Eoceno temprano.

Los mayores pulsos de colisión fueron diacrónicos a lo largo del arco: Paleoceno tardío a Eoceno temprano en oeste de Cuba, Eoceno temprano a medio en la parte central de Cuba [Granja J, 2005]. En el segmento del sur existe una falta de datos isotópicos que dificulta el reconocimiento de la diacronía en la deformación, sin embargo se puede datar porque está colindando al cinturón de cabalgamientos con tendencia este, oeste del margen norte de Suramérica.

Como consecuencia de que todos los segmentos del arco generados durante el Cretácico tienen similar composición geoquímica y litológica, al-

gunos autores proponen el arco como un cinturón volcánico continuo que rodea el Plateau Oceánico, denominándolo Gran Arco del Caribe [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990]. El arco volcánico tiene asociadas potentes cuencas de trasarco Paleógenas [Granja J, 2005]. Datos de Flujo Geotérmico y de cálculos de profundidad del basamento que hacen uso de perfiles sísmicos desde la cuenca de Yucatán sugieren que tales cuencas pudieron haberse formado en un breve periodo de tiempo de extensión NE en el paso del Paleoceno al Eoceno [Mann et al 2002].

CAPÍTULO II
MOVIMIENTO ENTRE PLACAS Y EL MOMENTO DE INERCIA

El sólido rígido

El sólido rígido se define como un sistema[6] de partículas, caracterizado por la invarianza de la distancia de separación entre las mismas. Este modelo conceptual es de mayor alcance que el modelo de punto material ya que considera las dimensiones y la forma geométrica respectiva, en este caso de estudio la forma geométrica de la Placa Caribe.

Cinemática de las rotaciones

El cambio de posición del sólido rígido se puede presentar como la composición de una translación del centro de masa CM de un sistema de referencia K y una rotación del sólido rígido alrededor de un sistema de referencia no inercial K'.

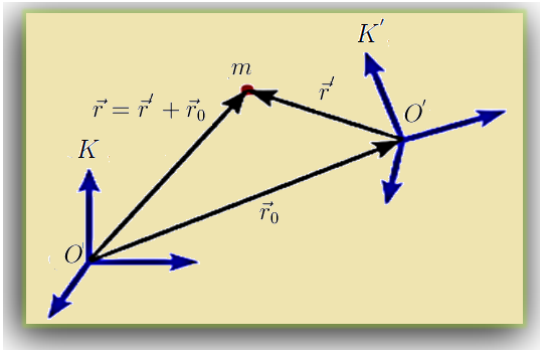

Figura 5: Marcos de referencia y radio vectores de posición.

[6]Conjunto de partes relacionadas entre sí.

Si el cuerpo rígido rota, la posición de un punto P perteneciente al objeto es descrita por tres ángulos, alrededor de los ejes $X^{'}$, $Y^{'}$ y $Z^{'}$, siendo estos los ángulos de Euler, de tal suerte que la rotación es la variación de los ángulos con respecto al tiempo.

Al considerar dos sistemas de referencia K (referencial) y $K^{'}$, este último no inercial, acelerado con respecto a K (translación y/o rotación), la relación entre los vectores de posición viene dada por:

$$\vec{r} = \vec{r}^{\,'} + \vec{r}_0 \tag{1}$$

El radio vector $\vec{r}_0$ da cuenta de la posición del centro de masa del cuerpo rígido con respecto al sistema de referencia K, $\vec{r}^{\,'}$ es el radio vector que va del origen del sistema de referencia $K^{'}$ al punto P, y $\vec{r}$ el radio vector que va del origen del sistema de referencia K al punto P, ya que los ejes de $K^{'}$ se relacionan con K mediante los ángulos de Euler, entonces el número de parámetros necesarios para la descripción del movimiento del sólido rígido es igual a seis, correspondientes a las tres coordenadas del radio vector $\vec{r}$ y los tres ángulos de Euler.

Se supone que el sólido rígido se desplaza de forma infinitesimal, translación mínima que ocasiona un cambio en la posición del centro de inercia, más no en la orientación de $K^{'}$, además de un giro infinitesimal alrededor del centro de masas.

Al derivar (1) con respecto al tiempo, equivalente a considerar la relación entre las derivadas temporales del radio vector de posición $\vec{r}$ con respecto a los dos sistemas de referencia $K^{'}$ y K se obtiene:

$$\left[\frac{d\vec{r}}{dt}\right]_{P/K} = \left[\frac{d\vec{r}^{\,'}}{dt}\right]_{P/K} + \left[\frac{d\vec{r}^{\,'}_0}{dt}\right]_{P/K} \tag{2}$$

$$\vec{v}_{P/K} = \vec{v}^{\,'}_{P/K'} + \vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}^{\,'}_P + \vec{v}_{0'K'/K} \tag{3}$$

De esta forma la expresión (3) se presenta como:

$$\vec{v}_{P/K} = \vec{v}_{CM} + \vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}'_P. \tag{4}$$

Quedando demostrado que la velocidad de cualquier punto del cuerpo con respecto del sistema de referencia K se compone de una velocidad de translación con respecto al centro de masa CM y una rotación alrededor del sistema de referencia no inercial K'[7].

Dinámica del sólido rígido

Se aplicará el principio de mínima acción para dar cuenta del movimiento del sólido rígido tomando como referencia la ecuación de Lagrange. La función Lagrangiana tiene la siguiente forma:

$$L = L(x, y, z, \theta, \varphi, \psi, \dot{x}, \dot{y}, \dot{z}, \dot{\theta}, \dot{\varphi}, \dot{\psi}, t). \tag{6}$$

De esta manera se puede hacer uso de las integrales de movimiento, energía o momento angular, por simplicidad se hará uso de la uniformidad del tiempo, con lo cual la integral de movimiento a obtener es la energía.

Suponiendo que el sólido rígido es un conjunto continuo de puntos materiales, ρ corresponde a la densidad de masa, integrando por todo el volumen:

$$M = \sum_{i=1}^{n} \Delta m_i = \sum_{i=1}^{n} m_i = \int_V \rho dV. \tag{7}$$

[7]Tambien se puede demostrar que si se escoge un punto arbitrario Q como referencia, el módulo de la velocidad ángular es el mismo:

$$|\vec{\omega}_{K'/K}|_P = |\vec{\omega}_{K'/K}|_P. \tag{5}$$

Demostrando que todas las partículas que pertenecen al sólido rígido rotan con una velocidad ángular de igual magnitud, notada como $\vec{\omega}$.

La energía cinética del sólido rígido viene dada por:

$$T = \int_V \frac{\rho}{2}\vec{v}^2_{P/K}dxdydz = \int\int\int \frac{\rho}{2}\vec{v}^2_{P/K}dxdydz \tag{8}$$

Se debe buscar una formá más adecuada para presentar (8), para ello se sustituirá la ecuación (4) en la ecuación (8), que se presenta como:

$$T = \int\int\int \frac{\rho}{2}\vec{v}^2_{CM}dxdydz + \int\int\int \rho\vec{v}_{CM}(\vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}^{\,'}_P)dxdydz + \int\int\int \frac{\rho}{2}(\vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}^{\,'}_P)^2dxdydz. \tag{9}$$

Ya que $\vec{v}_{CM}$ es la velocidad del centro de masa en relación al sistema fijo K, es independiente de x, y, z, entonces el factor $\vec{v}_{CM}$ puede factorizarse de la integral. El término que queda corresponde a la masa total del cuerpo, de acuerdo con la ecuación (7), llegando a[8]:

$$T = \frac{M\vec{v}^2_{CM}}{2} + \int\int\int \rho(\vec{v}_{CM} \times \vec{\omega}_{K'/K})\vec{r}^{\,'}_P dxdydz + \frac{1}{2}\int\int\int \rho(\vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}^{\,'}_P)^2dxdydz. \tag{10}$$

Desarrollando el cuadrado del producto vectorial[9] en el tercer término de (9), y teniendo en cuenta que $\vec{v}_{CM} \times \vec{\omega}_{K'/K}$ es invariante en cualquier punto del sólido, se obtiene:

$$T = \frac{M\vec{v}^2_{CM}}{2} + (\vec{v}_{CM} \times \vec{\omega}_{K'/K})\int\int\int \rho\vec{r}^{\,'}_P dxdydz + \frac{1}{2}\int\int\int \rho(\vec{\omega}^2_{K'/K} \cdot \vec{r}^{\,'2}_P - (\vec{\omega}_{K'/K} \cdot \vec{r}_P)^2)dxdydz. \tag{11}$$

Ya que el origen del sistema de coordenadas $x^{'}$, $y^{'}$, $z^{'}$ de $K^{'}$ está en el centro de masa del cuerpo (placa tectónica), el segundo término de la expresión (11) es nulo, obteniendo la siguiente forma simplificada:

[8]Se hace uso también de la identidad vectorial $\vec{v}_{CM}(\vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}^{\,'}_P) = (\vec{v}_{CM} \times \vec{\omega}_{K'/K})\vec{r}^{\,'}_P$.

[9]$(\vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}^{\,'}_P)^2 = \vec{\omega}^2_{K'/K} \cdot \vec{r}^{\,'2}_P - (\vec{\omega}_{K'/K} \cdot \vec{r}^{\,'}_P)^2$

$$T = \frac{M\vec{v}_{CM}^2}{2} + \frac{1}{2}\int\int\int \rho(\vec{\omega}_{K'/K}^2 \cdot \vec{r}_P^{\,\prime 2} - (\vec{\omega}_{K'/K} \cdot \vec{r}_P)^2)dxdydz =$$
$$\frac{M\vec{v}_{CM}^2}{2} + \frac{1}{2}\int\int\int \rho(\vec{\omega}_{K'/K}^2 \cdot (x^{'2} + y^{'2} + z^{'2}) - (\vec{\omega}_{K'/K} \cdot \vec{r}_P)^2)dxdydz. \quad (12)$$

Al realizar las sustituciones $x^{'} = x_1$, $y^{'} = x_2$, $z^{'} = x_3$ se encuentra la siguiente forma generalizada de (12):

$$T = \frac{M\vec{v}_{CM}^2}{2} + \frac{1}{2}\int\int\int \rho\Big(\sum_i x_i^2 \sum_j \big(\vec{\omega}_{K'/K}\big)_j^2 - \Big(\sum_i \big(\vec{\omega}_{K'/K}\big)_i x_i\Big)^2\Big)dx_1dx_2dx_3. \quad (13)$$

La energía cinética del sólido rígido es presentable como una suma de dos términos en el caso planteado, es decir teniendo el origen del sistema móvil $K^{'}$ en el centro de masa CM. El primer término da cuenta de la energía cinética de translación, expresada como la energía de un punto material de masa M concentrada en el centro de inercia y velocidad $\vec{v}_{CM}$, el segundo término corresponde a la energía cinética debida al movimiento de rotación con respecto al sistema de referencia no inercial $K^{'}$.

Teniendo en cuenta la forma de la ecuación (13) y introduciendo la notación tensorial $\sum_j (\vec{\omega}_{K'/K})_j^2 = \sum_{i,j} (\delta_{ij}\vec{\omega}_{K'/K})_j^2$, tal que $(\vec{\omega}_{K'/K})_j^2 = (\vec{\omega}_{K'/K})_i (\vec{\omega}_{K'/K})_j$, de tal suerte que:

$$T = \frac{M\vec{v}_{CM}^2}{2} + \frac{1}{2}\sum_{i,j}\int\int\int \rho(x_1, x_2, x_3)\Big(\Big(\sum_l x_l^2\Big)\delta_{ij}(\vec{\omega}_{K'/K})_i(\vec{\omega}_{K'/K})_j - (\vec{\omega}_{K'/K})_i(\vec{\omega}_{K'/K})_j x_i x_j\Big)dx_1dx_2dx_3. \quad (14)$$

El término $(\vec{\omega}_{K'/K})_i(\vec{\omega}_{K'/K})_j$ sale de la integral, pues la velocidad angular es invariante en cualquier punto material perteneciente al sólido rígido:

$$T = \frac{M\vec{v}_{CM}^2}{2} +$$

$$\frac{1}{2}\sum_{i,j}(\vec{\omega}_{K'/K})_i(\vec{\omega}_{K'/K})_j \int\int\int \rho(x_1,x_2,x_3)\Big(\Big(\sum_l x_l^2\Big)\delta_{ij} - x_i x_j\Big)dx_1dx_2dx_3. \tag{15}$$

Como las integrales en la expresión (15) no pueden ser evaluadas analíticamente en forma general, se anotan por I_{ij}, análogas al centro de masa CM en cuanto a su proporcionalidad con respecto al promedio x_i^2, donde el peso usado para promediar corresponde a la masa de cada partícula. En el caso de sólidos rígidos I_{ij} es constante, de no ser así se debe realizar un ajuste dentro de ciertos límites.

I_{ij} corresponde a los componentes del tensor momento de inercia, es dependiente de la masa que gira, de la geometría de la misma y de la posición del eje de giro. En el caso en que todas las partículas que forman el cuerpo estén cerca del eje de rotación, se moverán a bajas velocidades lineales, independiente del valor de la velocidad angular. En contraste, si las masas se encuentran lejos del eje de rotación con una velocidad angular símilar, las pártículas tendrán mayores velocidades lineales y como consecuencia de ello el momento de inercia I_{ij} es mayor.

En este sentido el sólido rígido necesita de más parámetros en su descripción en comparación al punto material, ya que I_{ij} depende de la geometría y distribución de masa, es de esperar entonces que la información adicional se encuentre en el momento de inercia. Al tener en cuenta las anteriores consideraciones se obtiene la expresión correspondiente a la energía cinética:

$$T = \frac{M\vec{v}_{CM}^2}{2} + \frac{1}{2}\sum_{i,j}(\vec{\omega}_{K'/K})_i(\vec{\omega}_{K'/K})_j I_{ij}. \tag{16}$$

De tal suerte que la ecuación de Lagrange es:

$$L = T - U = \frac{M\vec{v}_{CM}^2}{2} + \frac{1}{2}\sum_{i,j}(\vec{\omega}_{K'/K})_i(\vec{\omega}_{K'/K})_j I_{ij} - U. \tag{17}$$

La idea ahora es poder definir la magnitud I_{ij}, siendo este concepto introducido con el objetivo de explicar porque unos cuerpos son más móviles que otros, algo que sin duda alguna resulta ser de gran importancia en el contexto de la tectónica de placas. Magnitud relacionada con los movimientos del sólido alrededor de sus propios ejes, en el caso de no considerar el volumen I_{ij} es nulo, y la energía (16) es la correspondiente al caso partícular de un punto material.

Ya que el momento de inercia de un sólido rígido es un tensor simétrico de orden dos ($I_{ij} = I_{ji}$), en un sistema fijo el tensor I_{ij} puede ser representado como una matriz.

Transformación de las componentes del tensor de inercia

Es importante conocer la forma en la que se transforman las componentes del tensor de inercia I_{ij} al pasar del sistema K al sistema $K^{'}$, es decir obtener la transformación $I_{ij} \mapsto I_{ij}^{'}$ que se realiza de la siguiente manera:

$$x_i = \sum_j \alpha_{ij} x_j^{'} \tag{18}$$

siendo:

$$\sum_l x_l^2 = \sum_{l,k} \alpha_{nk}\alpha_{nl} x_k^{'} x_l^{'} = \sum_n x_n^{'2}. \tag{19}$$

De la expresión (15):

$$I_{ij} = \int\int\int \rho(x_1, x_2, x_3)\Big(\Big(\sum_l x_l^2\Big)\delta_{ij} - x_i x_j\Big) dx_1 dx_2 dx_3. \tag{20}$$

Realizando las sustituciones propuestas:

$$I_{ij} = \int\int\int \rho(x_1^{'}, x_2^{'}, x_3^{'})\Big(\Big(\sum_l x_l^{'2}\Big)\delta_{ij} - \sum_{k,l} \alpha_{ik}\alpha_{jl} x_k^{'} x_l^{'}\Big) dx_1^{'} dx_2^{'} dx_3^{'}. \tag{21}$$

Con lo cual:

$$I_{ij} = \int\int\int \rho(x_1^{'}, x_2^{'}, x_3^{'})\Big(\Big(\sum_{n,l,k} \alpha_{nk}\alpha_{nl}x_k^{'}x_l^{'}\Big)\delta_{ij} - \sum_{k,l} \alpha_{ik}\alpha_{jl}x_k^{'}x_l^{'}\Big)dx_1^{'}dx_2^{'}dx_3^{'}$$
$$= \alpha_{ik}\alpha_{jk}\int\int\int \rho(x_1^{'}, x_2^{'}, x_3^{'})\Big(\Big(\sum_{n} x_n^{'2}\Big)\delta_{kl} - x_k^{'}x_l^{'}\Big)dx_1^{'}dx_2^{'}dx_3^{'}. \quad (22)$$

Siendo $\alpha_{nk}\alpha_{nl} = \delta_{kl}$, entonces $\sum_n \alpha_{in}\alpha_{jn} = \delta_{ij}$.

El momento de inercia I_{ij} estará conformado por las siguientes componentes de acuerdo con el marco de referencia en consideración:

$$\overset{\Rightarrow}{\iota} = I_{ij} = \begin{pmatrix} I_{11} & I_{12} & I_{13} \\ I_{21} & I_{22} & I_{23} \\ I_{31} & I_{32} & I_{33} \end{pmatrix} =$$
$$\begin{pmatrix} \int\int\int \rho'(y^2+z^2)dxdydz & -\int\int\int \rho' xydxdydz & -\int\int\int \rho' xzdxdydz \\ -\int\int\int \rho' xydxdydz & \int\int\int \rho'(x^2+z^2)dxdydz & -\int\int\int \rho' yzdxdydz \\ -\int\int\int \rho' xzdxdydz & -\int\int\int \rho' yzdxdydz & \int\int\int \rho'(x^2+y^2)dxdydz \end{pmatrix} \quad (23)$$

La estructura del tensor de inercia de un sistema físico (placa tectónica) depende de su forma y tamaño, el momento de inercia da cuenta de la distribución de la masa del sistema en cuestión y por lo tanto se considera como una magnitud extensiva. Se dice muy comunmente que el momento de inercia corresponde a un número, un escalar, sin embargo es claro que I_{ij}, también notado como $\overset{\Rightarrow}{\iota}$, es un tensor, en correspondencia al tratamiento expuesto anteriormente, aún así esta consideración no es del todo incorrecta ya que si se dirige uno de los ejes del marco de referencia propio según la velocidad angular $\vec{\omega}$, suponiendo por ejemplo el caso de dirigir el eje x, el momento angular en y y z son nulos y cualquier elemento de volumen del sólido tendría componentes $I_{yx} = I_{zx} = 0$.

En este orden de ideas el escalar del momento de inercia $I = I_{xx}$ modela el movimiento alrededor del eje x. De forma análoga en el caso del movimiento alrededor del eje y, $I = I_{yy}$ y el eje z, $I = I_{zz}$.

Generalizando con base al teorema de Jordan, debiendo realizar algunas transformaciones ortogonales, el marco de referencia gira sin violar la perpendicularidad de los ejes, así la matriz que representa el momento de inercia toma una forma diagonal:

$$\overrightarrow{\overrightarrow{\iota}} = I_{ij} = \begin{pmatrix} I_x & 0 & 0 \\ 0 & I_y & 0 \\ 0 & 0 & I_z \end{pmatrix}. \tag{24}$$

Aún cuando el sólido rígido en consideración tenga una forma bastante irregular, en este caso partícular una placa tectónica, siempre se tendrán tres ejes perpendiculares a través del centro de masa CM se denominan ejes principales y se caracterizan por la siguiente condición: si el cuerpo está rotando con respecto a un eje principal, su momento angular se encuentra en la misma dirección que su velocidad angular.

Descripción de la interacción entre placas a partir de variables dinámicas

Con el fin de describir la interacción entre placas se realizarán una serie de cálculos y suposiciones respecto al sistema físico (Tierra-Placa). Derivando (3):

$$\left[\frac{d}{dt}\vec{v}_{P/K}\right]_{P/K} = \left[\frac{d}{dt}\vec{v}'_{P/K'}\right]_{P/K'} + \vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{v}'_{P/K'} + \frac{d\vec{\omega}_{K'/K}}{dt} \times \vec{r}' + \vec{\omega}_{K'/K} \times \left(\left[\frac{d}{dt}\vec{r}'\right]_{P/K'} + \vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}'\right) + \left[\frac{d}{dt}\vec{v}_{0'K'/K}\right]_{P/K} \tag{25}$$

que se puede reescribir así:

$$\vec{a}_{P/K} = \vec{a}'_{P/K'} + \vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{v}'_{P/K'} + \frac{d\vec{\omega}_{K'/K}}{dt} \times \vec{r}' + \vec{\omega}_{K'/K} \times \underbrace{\left[\frac{d}{dt}\vec{r}'\right]_{P/K'}}_{\vec{v}'} + \vec{\omega}_{K'/K} \times \left(\vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}'\right) + \vec{a}'_{0'K'/K}$$

$$= \vec{a}'_{P/K'} + 2\vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{v}'_{P/K'} + \frac{d\vec{\omega}_{K'/K}}{dt} \times \vec{r}' + \vec{\omega}_{K'/K} \times \left(\vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}'\right) + \vec{a}'_{0'K'/K} \tag{26}$$

Con lo cual la aceleración de la partícula en el sistema $K^{'}$ es:

$$\vec{a}'_{P/K'} = \vec{a}_{P/K} - 2\vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{v}'_{P/K'} - \frac{d\vec{\omega}_{K'/K}}{dt} \times \vec{r}' - \vec{\omega}_{K'/K} \times \left(\vec{\omega}_{K'/K} \times \vec{r}'\right) - \vec{a}'_{0'K'/K} \tag{27}$$

Se va a suponer que el núcleo está bien definido y puede ser modelado de forma adecuada desde el punto de vista físico, la idea entonces es introducir cuatro sistemas de referencia, el primer sistema, $K^{\approx}$ tiene el eje Z coincidente con el eje de rotación de la Tierra y es aproximadamente inercial, este sistema se considera con respecto a las estrellas lejanas, se puede utilizar otro sistema de giro $K^{'}$ que está relacionado con el núcleo y rota con velocidad ángular $\vec{\Omega}$.

Siempre al inicio de dos interacciones es posible colocar un sistema de refe-

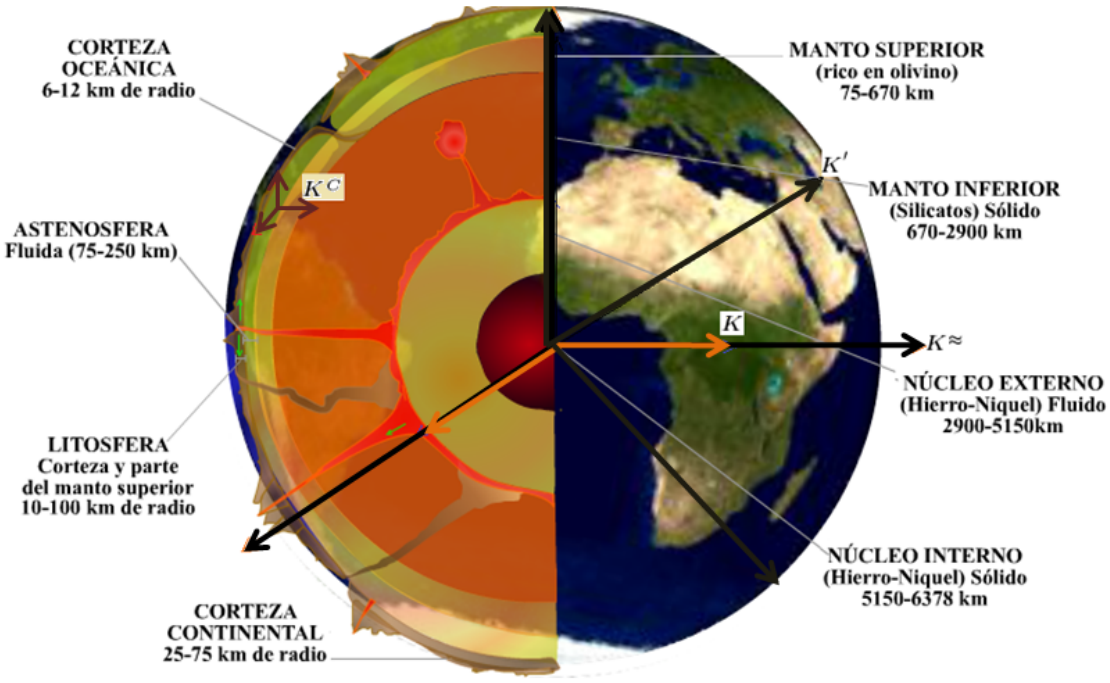

Figura 6: Marcos de referencia.

rencia que tenga los ejes paralelos con respecto a los ejes de $K^{\approx}$, cada vez,

luego de una colisión los ejes de este último son paralelos a los del sistema inercial, este sistema de referencia en el centro de masas está atado a la placa, y el origen coincide con su centro de masas, se notará por K^c. Por último, paralelo a $K^{\approx}$ pero coincidente con el centro se introduce el sistema K que se utiliza para calcular el momento de inercia de la placa.

El sistema $K^{'}$ está conectado con el núcleo de la Tierra, el eje $Z^{'}$ de este marco es paralelo al eje de rotación terrestre y perpendicular a este se tienen X, Y, en este orden de ideas, para llegar a las ecuaciones referenciadas al sistema no inercial es posible partir del Lagrangiano (6) o el Hamiltoniano del sistema, considerando la función de Lagrange (6) se tiene la siguiente expresión, la cual es autoconsistente con (27) que correlaciona la fuerza en los sistemas K y $K^{'}$, se notará con $\vec{\Omega}$ a la velocidad angular de la Tierra[10]:

$$\begin{aligned} m\vec{a}^{'}_{P/K'} &= m\vec{a}_{P/K^{\approx}} - m\vec{a}^{'}_{0'K'/K^{\approx}} - m\frac{d\vec{\Omega}_{K'/K^{\approx}}}{dt} \times \vec{r}^{'} - \\ &\quad m\vec{\Omega}_{K'/K^{\approx}} \times \left(\vec{\Omega}_{K'/K^{\approx}} \times \vec{r}^{'}\right) - 2m\vec{\Omega}_{K'/K^{\approx}} \times \vec{v}^{'}_{P/K'} \\ &= m\vec{a}_{P/K^{\approx}} - m\vec{a}^{'}_{0'K'/K^{\approx}} + m\vec{r}^{'} \times \dot{\vec{\Omega}}_{K'/K^{\approx}} + \\ &\quad m\vec{\Omega}_{K'/K^{\approx}} \times \left(\vec{r}^{'} \times \vec{\Omega}_{K'/K^{\approx}}\right) + 2m\vec{v}^{'}_{P/K'} \times \vec{\Omega}_{K'/K^{\approx}} \end{aligned} \quad (28)$$

Los cuatro términos que aparecen en la expresión (28) corresponden a fuerzas ficticias que no corresponden a interacciones pero si al hecho de trabajar en un sistema no inercial y tienen las dimensiones correspondientes, a continuación se explica su significado físico:

- $m\vec{a}_{P/K^{\approx}}$ es la fuerza real en el sistema $K^{\approx}$.
- $-m\vec{a}^{'}_{0'K'/K^{\approx}}$ es una fuerza generada por la aceleración del origen del sistema $K^{'}$ con respecto al sistema $K^{\approx}$, ya que $\vec{v}_{0'} \equiv 0$ entonces este término será cero, la aceleración del centro de masas no existe, aún más los orígenes de ambos sistemas coinciden.

[10]Las velocidades angulares de las placas serán notadas con $\vec{\omega}$.

- $m\vec{r'} \times \dot{\vec{\Omega}}_{K'/K\approx}$ es una fuerza que se presenta en sistemas con aceleración ángular, en este caso se considerará que la velocidad ángular es constante, por tanto este término será cero.
- $m\vec{\Omega}_{K'/K\approx} \times \left(\vec{r'} \times \vec{\Omega}_{K'/K\approx}\right)$ corresponde a la fuerza centrífuga.
- $2m\vec{v'}_{P/K'} \times \vec{\Omega}_{K'/K\approx}$ corresponde a la fuerza de Coriolis.

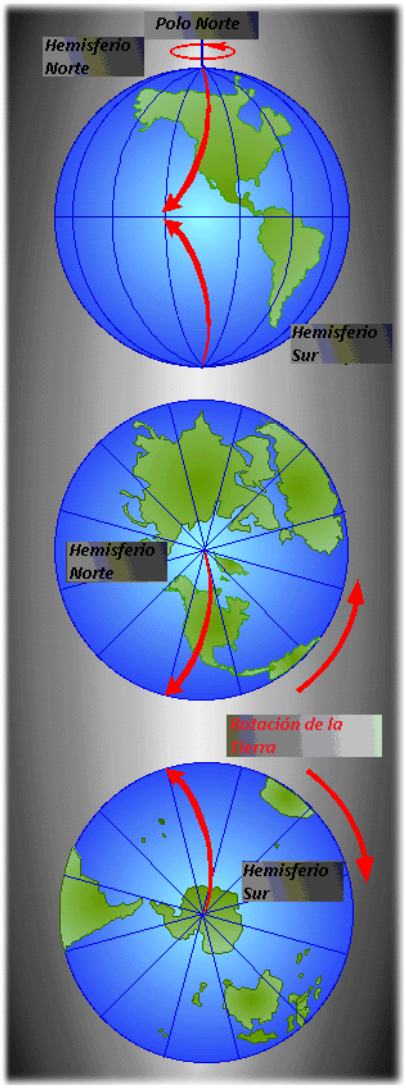

Figura 7: Efecto de Coriolis, imagen modificada de [Uprh].

Momento y energía del sistema

Como la velocidad del origen es cero, el momento total de la placa en el sistema no inercial $K^{'}$ es:

$$\vec{p}^{\prime}_{P/K'} = m\vec{v}^{\prime} + m\vec{\Omega}_{K'/K\approx} \times \vec{r}^{\prime} = m(\vec{v}^{\prime} + \vec{\Omega}_{K'/K\approx} \times \vec{r}^{\prime}), \tag{29}$$

pero como consecuencia de que $\vec{v}_{0'} \equiv 0$ entonces $\vec{P}^{\prime} = \vec{P}$, además se ha supuesto la coincidencia de los origenes $O_K = O^{\prime}_{K\approx}$ y de (1) $\vec{r} = \vec{r}^{\prime}$ entonces $\vec{M}^{\prime} = \vec{M}$, siendo $\vec{M} = \vec{r} \times \vec{p}$ el momento ángular. La energía cinética se presenta así:

$$T = \frac{1}{2}M \mid \vec{v}_{P/K'} \mid^2 + M(\vec{R}_{CM} - \vec{r}^{\prime}_0) \cdot (\vec{v}_{P/K'} \times \vec{\Omega}) + \frac{1}{2}I_{kl}\Omega_k\Omega_l. \tag{30}$$

Teniendo en cuenta el tensor de momento de inercia $\overrightarrow{\overrightarrow{\iota}}$ para realizar la caracterización geodinámica del movimiento de una placa, el momento del impulso viene dado por:

$$\overrightarrow{M} = \overrightarrow{\overrightarrow{\iota}} \cdot \vec{\omega}, \tag{31}$$

y por consiguiente la energía cinética de rotación de la placa es:

$$E_c = \frac{1}{2}\overleftarrow{\omega}^T \cdot \overrightarrow{\overrightarrow{\iota}} \cdot \overrightarrow{\omega}, \tag{32}$$

la orientación de la flechas en la expresión (32) correspondería al sentido del giro, matriz transpuesta de $\vec{\omega}$, asociada a la contracción del tensor $\overrightarrow{\overrightarrow{\iota}}$ con el cuadrado de $\vec{\omega}$.

Además es posible obtener la siguiente expresión, que relaciona las energías cinéticas en ambos marcos:

$$E^{\prime}_c = E - \vec{\Omega} \cdot \vec{M}, \tag{33}$$

La energía en el sistema para el marco $K^{'}$, es decir el referido al núcleo disminuye. Teniendo en cuenta la información sobre datos gravimétricos de una

placa en particular se puede estimar la energía en el sistema inercial respecto de las estrellas inmóviles, respecto de la Tierra disminuye de la forma descrita anteriormente en (33).

Por otra parte al tener en cuenta un cuerpo absolutamente rígido, ahora se tendrá en cuenta el marco que se mueve con la placa, teniendo entonces dos marcos no inerciales, uno amarrado al núcleo $K^{'}$, y el otro amarrado a la placa K^{c}, por tal motivo se anotó con $\vec{\omega}$ la velocidad de la placa. Teniendo en cuenta que el momento ángular para un punto es $\vec{M} = \vec{r} \times \vec{p}$, para un sistema se suma por todas las masas, siendo este el momento del impulso, la derivada temporal corresponde a la variación, referida al sistema $K^{\approx}$, de $\vec{M}^{'}$ en el tiempo, que se puede escribir en términos de la variación referida a $K^{'}$:

$$\left[\frac{d\vec{M}^{'}}{dt}\right]_{P/K} = \left[\frac{d\vec{M}^{'}}{dt}\right]_{P/K^{'}} + \vec{\Omega}_{K^{'}/K^{\approx}} \times \vec{M}^{'} = \vec{\Upsilon}, \tag{34}$$

entonces:

$$\left[\frac{d\vec{M}^{'}}{dt}\right]_{P/K^{C}} = \vec{\Upsilon}^{'}, \tag{35}$$

ya que en el sistema de referencia inercial $K^{\approx}$ la derivada del momento angular es igual al momento dinámico o momento de fuerzas aplicado:

$$\left[\frac{d\vec{M}}{dt}\right]_{P/K^{\approx}} = \frac{d}{dt}\overrightarrow{\iota} \cdot \vec{\omega}^{'} = \overrightarrow{\iota} \cdot \frac{d\vec{\omega}^{'}}{dt} = \vec{\Upsilon}^{'}. \tag{36}$$

Aunque la ecuación (36) es válida, se debe tener en cuenta la variación de las magnitudes con respecto al tiempo.

La ecuación de Euler (36) permite describir el movimiento de una placa entre dos interacciones, teniendo en cuenta las velocidades angulares $\vec{\omega}$, y tres grados de libertad (tres ángulos), azimutal, polar y el giro alrededor del centro de masas CM de la placa. Si a partir de (36) se pueden encontrar los 3 grados de libertad entonces se tiene una ley clásica que da cuenta del moviento de la

placa. Siendo esta la forma de describir la interacción para cualquier intervalo de tiempo, exceptuando las interacciones instantáneas, entonces se tiene un sistema de tres ecuaciones diferenciales[11] en donde no se puede hacer uso de los ejes principales que permitirían la reducción del sistema de ecuaciones, en este caso no es realizable tal simplificación porque las placas son irregulares y no habrían ejes tangenciales normales, sin embargo el sistema correspondería a un sistema de ecuaciones ordinarias con coeficientes constantes.

Sismicidad y cinemática de placas

Tal como se planteó en el Capítulo I, la sismología proporciona la información básica requerida para analizar la cinemática de las placas y su dinámica, dando cuenta de las fuerzas que causan sus movimientos.

La sismicidad entonces es una de las principales herramientas que permiten la identificación y delimitación de los límites de placas, los mecanismos relacionados con la producción de terremotos son algunos de los datos primarios utilizados para determinar el movimiento en sus límites, además ofrecen información acerca de los esfuerzos que actuan en tales límites y dentro de las mismas. La profundidad del terremoto y la velocidad sísmica son relevantes para desarrollar las ideas sobre las fuerzas implicadas y los procesos físicos relacionados con la deformación de las rocas y su origen.

En contraste los datos relacionados con el movimiento entre placas son utilizados para inferir los posibles lugares y tiempos de ocurrencia.

Cinemática de placas

La distribución y tipos de terremotos implica la comprensión de la geometría de los movimientos en el plano o cinemática de placas. Un principio fundamental

[11]Una ecuación diferencial corresponde a una ecuación de movimiento, no necesita justificación matemática, se le postula y se intenta resolverla, Dr. Plamen Neytchev Nechev, 2004, comunicación personal.

en la tectónica de placas es considerar que el movimiento relativo entre dos placas se puede describir como una rotación alrededor de un polo de Euler. Se define un polo de Euler como la intersección del eje de rotación con la superficie de la Tierra, el formalismo matemático a desarrollar con miras a dar cuenta de las rotaciones se basa en el Teorema de Euler[12], el cual predice que el movimiento general de un cuerpo rígido con un punto fijo corresponde a una rotación [Goldstein H, 1950], en este orden de ideas el movimiento de las placas es modelado mediante rotaciones simples.

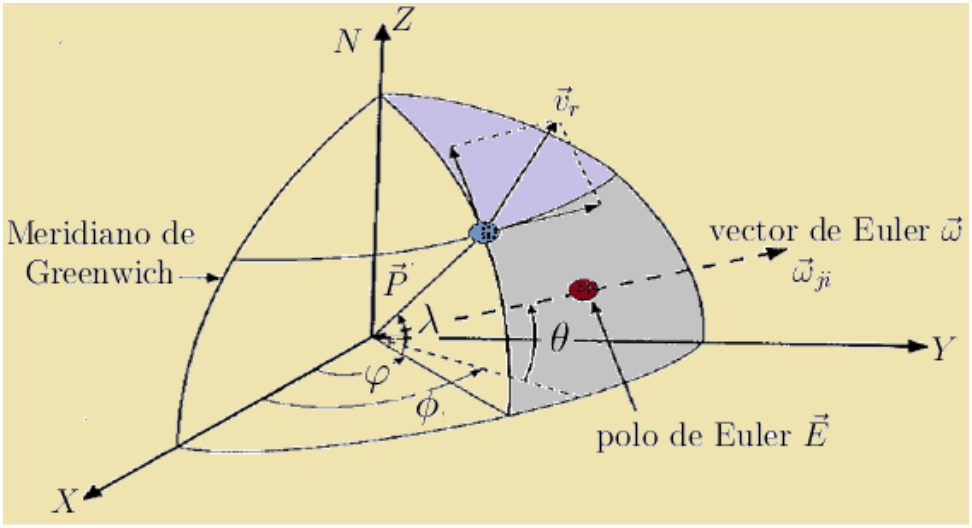

Figura 8: Geometría del movimiento entre placas.

Tal condición controla los tipos de fronteras y los mecánismos focales debidos a los movimientos relativos. En cualquier punto P a lo largo de la frontera entre la placa i y la placa j, con latitud λ y longitud φ, la velocidad lineal de la placa j con respecto a la placa i está dada por:

$$\vec{v}_{ji} = \vec{\omega}_{ji} \times \vec{P}. \tag{37}$$

La magnitud o tasa de movimiento relativo aumenta con la distancia desde el

[12]Quomodocunque sphaera circa centrum suum conuertatur, semper assignari potest diameter, cuius directio in situ translato conueniat cum situ initiali [Novi Commentarii, 1776], cuya traducción sería: Rotando una esfera de forma arbitraria alrededor de su centro, siempre es posible encontrar un diámetro cuya posición tras la rotación es igual que la inicial.

polo, ya que:

$$\mid \vec{v}_{ji} \mid = \mid \vec{\omega}_{ji} \mid\mid \vec{P} \mid \sin\gamma. \tag{38}$$

Donde γ es el ángulo formado entre el polo de Euler $\vec{E}$ y el radio vector $\vec{P}$.

El vector de posición $\vec{P}$ es presentado así:

$$\vec{P} = (R\cos\lambda\cos\varphi, R\cos\lambda\sin\varphi, R\sin\lambda), \tag{39}$$

siendo R el radio de la Tierra. En este orden de ideas, si el polo de Euler $\vec{E}$ está asociado a una latitud θ y longitud ϕ, el vector de Euler $\vec{\omega}$ es presentable como:

$$\vec{\omega} = (|\vec{\omega}|\cos\theta\cos\phi, |\vec{\omega}|\cos\theta\sin\phi, |\vec{\omega}|\sin\theta), \tag{40}$$

siendo $|\vec{\omega}|$ la magnitud de la velocidad angular escalar o tasa de rotación. Con miras a encontrar la velocidad $\vec{v}$ se realiza el producto vectorial indicado en la ecuación (37), obteniendo:

$$\begin{aligned}\vec{v} = (v_x, v_y, v_z) = (&R|\vec{\omega}|(\cos\theta\sin\phi\sin\lambda - \sin\theta\cos\lambda\sin\varphi),\\ &R|\vec{\omega}|(\sin\theta\cos\lambda\cos\varphi - \cos\theta\cos\phi\sin\lambda),\\ &R|\vec{\omega}|\cos\theta\cos\lambda\sin(\varphi-\phi)).\end{aligned} \tag{41}$$

Los vectores unitarios en dirección norte, sur y este, oeste son:

$$\hat{e}^{ns} = (-\sin\lambda\cos\varphi, -\sin\lambda\sin\varphi, \cos\lambda), \tag{42}$$

$$\hat{e}^{eo} = (-\sin\varphi, \cos\varphi, 0), \tag{43}$$

los componentes de la velocidad $\vec{v}$ son:

$$v^{ns} = R|\vec{\omega}|\cos\theta\sin(\varphi-\phi), \tag{44}$$

$$v^{eo} = R|\vec{\omega}|(\sin\theta\cos\lambda - \cos\theta\sin\lambda\cos(\varphi-\phi)). \tag{45}$$

Finalmente es posible encontrar el módulo y la dirección de la velocidad de movimiento de las placas:

$$|\vec{v}| = \sqrt{(v^{ns})^2 + (v^{eo})^2}, \tag{46}$$

El azimut es medido en grados y sentido horario desde el norte

$$azimut = 90^{^\circ} - \tan^{-1}\left[\frac{(v^{ns})}{(v^{eo})}\right]. \tag{47}$$

Para caracterizar el movimiento de cualquier par de placas se ha de suponer que tales placas son rígidas, de esta manera todo el movimiento es producido en sus límites. Los vectores de Euler cumplen con el principio de superposición:

$$\vec{\omega}_{jk} = \vec{\omega}_{ji} + \vec{\omega}_{ik} \tag{48}$$

tal que:

$$\vec{\omega}_{jk} = \vec{\omega}_{ji} - \vec{\omega}_{ki}, \tag{49}$$

tales expresiones son evaluadas facilmente a partir de (40).

Rotaciones de Euler aplicadas en reconstrucciones de placas tectónicas

El formalismo de las rotaciones de Euler permite dar cuenta de los movimientos de las placas rígidas sobre una esfera, este principio ha sido utilizado en reconstrucciones paleográficas y en la comparación de distintos continentes, en este aparte se hará referencia al trabajo de [Greiner J, 1999] por su simplicidad y claridad, a continuación se presentan algunos de los aspectos más importantes de tal formalismo.

Uno de los objetivos principales de la tectónica de placas ha sido poder dar cuenta de las paleoposiciones de las placas, en este sentido se han publicado numerosos trabajos al respecto [Greiner J, 1999].

[Bullard, E y JE Smith, AG, 1965], [McKenzie, DP, Parker, RL, 1967], et al [13], establecieron el procedimiento de los polos de Euler, el cual fue aplicado en la reconstrucción de las paleoposiciones y movimiento de los continentes.

Teniendo en cuenta que los mapas corresponden a una proyección bidimensional de la Tierra como sistema tridimensional, los contornos o fronteras en los continentes serán diferentes en los mapas, cuando su posición sobre la Tierra está cambiando o es seleccionada otra proyección [Greiner J, 1999]. En este sentido surge la necesidad de realizar reconstrucciones de placas tectónicas en $\mathbb{R}^3$.

En las reconstrucciones de placas tectónicas se hace uso de dos clases de polos de Euler, definidos a continuación:

1. Polos finitos: dan cuenta de la rotación total de un conjunto de dos isócronas correspondientes a dos placas oceánicas. Son usados para llevar a cabo la reconstrucción de los dos continentes en un momento dado [Bullard, E y JE Smith, AG, 1965];[Dunbar, JA, Sawyer, DS, 1989]; [Srivastava, S.P., Tapscott, C.R., 1992].

2. Polos etapa: describen el movimiento relativo de las placas durante un periodo de rotación constante.

Los polos se usan al describir el esparcimiento del fondo marino, la historia de los oceános se determina de forma estadística[14].

Formalismo

Una rotación sobre un esfera es definida por un polo de Euler $\vec{E}$, y el ángulo de rotación ϕ, denominado ángulo de Euler, medido en sentido antihorario, estos

[13][Morgan WJ, 1968], [McKenzie, D, Sclater, JG, 1971] y [Pitman, WC, Talwani, M., 1972]

[14]Realizando un ajuste de mínimos cuadrados en los datos de alineaciones magnéticas y datos de la zona de falla [McKenzie, DP, Parker, RL, 1967]; [McKenzie, D, Sclater, JG, 1971];[Hellinger, S.J., 1981]; [Klitgord, K.D., Schouten, H., 1986]; [Srivastava, S.P., Tapscott, C.R., 1986]

dos parámetros definen la rotación de Euler:

$$Rotacion_{Euler} = ROT[\vec{E}, \phi], \tag{50}$$

se usará la notación de [Cox, A., Hart, R.B., 1986] siguiendo el trabajo de [Greiner J, 1999], ya que está establece mejor la relación entre los parámetros.

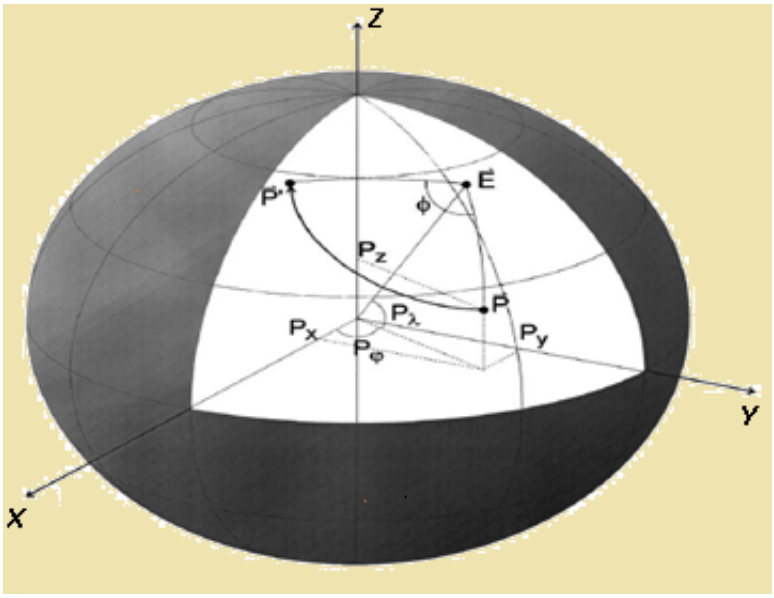

Figura 9: Coordenadas cartesianas y geográficas de un punto P. El punto P' corresponde al punto luego de la rotación, se ilustran además la latitud E_λ y la longitud E_φ del polo de Euler, el ángulo ϕ de rotación, denominado ángulo de Euler, imagen modificada de [Greiner J, 1999].

Un punto $\vec{P}$ se transforma mediante una rotación de Euler hasta el punto $\vec{P}'$ realizando la multiplicación de un matriz de rotación $\mathbf{A}$, tal rotación es dividida en tres rotaciones individuales:

1. Una transformación $\mathbf{T}$ en el sistema de coordenadas, donde el polo de Euler $\vec{E}$ corresponde al vector unitario a lo largo del eje Z $(0, 0, 1)$

2. Una rotación $\mathbf{R}$ alrededor del eje Z con un ángulo de rotación ϕ.

3. Una transformación $\mathbf{T}^{-1}$ que lleva de nuevo al sistema de coordenadas original, donde $\mathbf{T}^{-1}$ es la matriz inversa de $\mathbf{T}$

Las entradas de la matriz $\mathbf{T}$, se denominan cosenos directores T_{ik}, y son los ángulos entre los ejes coordenados del primer sistema de coordenadas (x, y, z) y el sistema de coordenadas transformado $(x^{'}, y^{'}, z^{'})$, de tal suerte que:

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} \cos(x, x^{'}) & \cos(y, x^{'}) & \cos(z, x^{'}) \\ \cos(x, y^{'}) & \cos(y, y^{'}) & \cos(y, y^{'}) \\ \cos(x, z^{'}) & \cos(y, z^{'}) & \cos(z, z^{'}) \end{pmatrix}, \tag{51}$$

en términos de la latitud E_λ y la longitud E_φ del polo de Euler, tal que $\mathbf{T}$ es:

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} \sin E_\lambda \cos E_\varphi & \sin E_\lambda \sin E_\varphi & -\cos E_\lambda \\ -\sin E_\varphi & \cos E_\varphi & 0 \\ \cos E_\lambda \cos E_\varphi & \cos E_\lambda \sin E_\varphi & \sin E_\lambda \end{pmatrix}. \tag{52}$$

La rotación $\mathbf{R}$ alrededor del polo de Euler transformado con el ángulo ϕ es una rotación simple alrededor del eje Z:

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \cos\phi & -\sin\phi & 0 \\ \sin\phi & \cos\phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, \tag{53}$$

ya que la matriz $\mathbf{T}$ es una transformación de una base ortonormal, entonces $\mathbf{T}$ es una matriz ortogonal. Además la matriz inversa $\mathbf{T}^{-1}$ es igual a la matriz transpuesta $\mathbf{T}^{T}$. La rotación total es obtenida mediante la suma de las tres transformaciones descritas anteriormente:

$$\mathbf{A} = \mathbf{T}^{-1}\mathbf{R}\mathbf{T}, \tag{54}$$

de forma explicita:

$\mathbf{A} =$

$$\begin{pmatrix} E_x^2(1-\cos\phi)+\cos\phi & E_xE_y(1-\cos\phi)-E_z\sin\phi & E_xE_z(1-\cos\phi)+E_y\sin\phi \\ E_yE_x(1-\cos\phi)+E_z\sin\phi & E_y^2(1-\cos\phi)+\cos\phi & E_yE_z(1-\cos\phi)-E_x\sin\phi \\ E_zE_x(1-\cos\phi)-E_y\sin\phi & E_zE_y(1-\cos\phi)+E_x\sin\phi & E_z^2(1-\cos\phi)+\cos\phi \end{pmatrix}, \tag{55}$$

se puede realizar la transformación de $\vec{P}'$ a $\vec{P}$ por medio de la rotación de Euler $\vec{P} = \mathbf{A}^{-1}\vec{P}' = ROT[\vec{E}, -\phi]$, siguiendo esta cadena de razonamiento se puede definir la $ROT[\vec{E}, -\phi]$ como la rotación negativa de $ROT[\vec{E}, \phi]$:

$$ROT[\vec{E}, -\phi] = -ROT[\vec{E}, \phi]. \tag{56}$$

A partir de la definición dada de polo de Euler $\vec{E}$, se debe dar cuenta de la existencia de un polo inverso de Euler $\vec{E}'$ al otro lado de la esfera, además el punto $\vec{P}$ puede ser transformado a $\vec{P}'$ usando el polo $\vec{E}$ inverso y la rotación con un ángulo $-\phi$. El polo inverso puede presentarse en términos de la longitud y latitud:

$$E_\lambda^{'} = -E_\lambda, \tag{57}$$

$$E_\varphi^{'} = E_\varphi + 180^\circ, \tag{58}$$

tal que:

$$ROT[\vec{E}, \phi] = ROT[\vec{E}', -\phi] = -ROT[\vec{E}', \phi] = -ROT[\vec{E}, -\phi], \tag{59}$$

como consecuencia del teorema de Euler, la suma de dos rotaciones de Euler puede ser descrita como una sola rotación:

$$ROT[\vec{E}_1, \phi_1] + ROT[\vec{E}_2, \phi_2] = ROT[\vec{E}_3, \phi_3], \tag{60}$$

que se realiza mediante la multiplicación de las matrices correspondientes, aplicando la rotación de subíndice 2 primero:

$$\mathbf{A}_3 = \mathbf{A}_1\mathbf{A}_2, \tag{61}$$

la suma de rotaciones finitas no son conmutativas, ya que son un producto entre las matrices[15]. A partir de los componentes de la matriz (55) se llega a:

$$A_{32} - A_{23} = 2E_x \sin\phi, \tag{62}$$

$$A_{13} - A_{31} = 2E_y \sin\phi \tag{63}$$

$$A_{21} - A_{12} = 2E_z \sin\phi \tag{64}$$

expresiones que permiten obtener:

$$E_\lambda = \sin^{-1}\left(\frac{A_{21} - A_{12}}{\sqrt{(A_{32} - A_{23})^2 + (A_{12} - A_{31})^2 + (A_{21} - A_{12})^2}}\right), \tag{65}$$

$$E_\varphi = \tan^{-1}\left(\frac{A_{13} - A_{31}}{A_{32} - A_{23}}\right), \tag{66}$$

$$\varphi = \tan^{-1}\left(\frac{\sqrt{(A_{32} - A_{23})^2 + (A_{12} - A_{31})^2 + (A_{21} - A_{12})^2}}{A_{11} + A_{22} + A_{33} - 1}\right), \tag{67}$$

hasta este punto se ha obtenido la información necesaria para llevar a cabo una paleoreconstrucción a partir del uso de las matrices asociadas al grupo de simetría que da cuenta de los giros en el espacio $\mathbb{R}^3$, definido como: $SO(3) = \{A \in O(3) : detA = 1\}$, cuyos elementos son presentables como un producto de no más de dos matrices $\in SO(2)$[16]. Como pudo verse anteriormente, una matriz $\in SO(3)$ es presentable como el producto de no más de tres matrices[17].

[15] $ROT[\vec{E}_1, \phi_1] + ROT[\vec{E}_2, \phi_2] \neq ROT[\vec{E}_2, \phi_2] + ROT[\vec{E}_1, \phi_1]$

[16] Grupo de giros en el plano.

[17] El trabajar con las matrices especiales (Grupos especiales) es relacionado con la conservación de los tensores métricos y la orientación del espacio, Dr. Plamen Neytchev Nechev, 2005, comunicación personal.

CAPÍTULO III
EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA PLACA CARIBE

Descripción de las fuerzas que actúan en la Placa Caribe

Teniendo en cuenta que la Dinámica del movimiento de placas se correlaciona directamente con el conocimiento de las fuerzas que actuán sobre las mismas, y ello permite obtener las fuerzas generalizadas por unidad de área, es decir las presiones generalizadas (esfuerzos), se hará una revisión de algunos modelos planteados para la Placa Caribe, teniendo como referente principal el modelo de [Benthem, S y Govers, R 2010].

Por debajo de la Placa Caribe la división de las ondas de corte y su análisis **cuantitativo** dan cuenta de un esfuerzo este, oeste en la astenósfera[18], el cual es relacionado con el flujo convectivo del manto o el movimiento de resistencia de la litósfera suprayacente [Benthem, S y Govers, R 2010]. Es posible realizar una restricción con respecto a la tensión media de cillazamiento sobre la base de la Placa Caribe teniendo en cuenta una condición suficiente y necesaria, el equilibrio de todos los torques, los cuales son el resultado de fuerzas de cuerpo que actuán sobre el Caribe (succión de la placa, empuje de la dorsal oceánica, variaciones laterales de densidad) desde la fricción en el límite de placa hasta las tracciones de corte basales. Aunque la restricción planteada de entrada parece ser demasiado forzada, solo la contrastación entre los resultados brindados por el modelo y los datos experimentales darán aprobación o no al mismo.

[18]Un tema de investigación abierto en las Geociencias es el enlace mecánico entre la litósfera y la astenósfera

En este sentido las soluciones de torque fisicamente realistas son aquellas que muestran la más alta correlación teórica y experimental con respecto a los esfuerzos y rotaciones de la placa. El campo de esfuerzos y deformación (litosférico) en la Placa Caribe es fuertemente influenciado por la cantidad de fricción presentada en las fallas que hacen parte del sistema, resultado de una variedad de fuerzas que actuán sobre la litósfera [Benthem, S y Govers, R 2010].

En este orden de ideas, un modelo adecuado es caracterizado por:

1. Valores de Tracción de corte basal que tienden a cero ($\leq 0{,}3\ MPa$)[19],
2. Fricción en el límite de placa (litósfera promedio) ($\leq 10\ MPa$),
3. Fuerzas locales como consecuencia de indentores y empuje de las losas,
4. Empuje neto de la Placa Caribe,
5. Esfuerzos de corte en fallas intraplaca en el orden de decenas de MPa.

El acoplamiento litósfera-manto es sugerido por datos geofísicos globales que requieren una importante región de baja viscosidad en el manto superior [Forte, A. M., y J. X. Mitrovica 2001]. Por otra parte, los estudios realizados por [Steinberger, B., H. Schmeling, y G. Marquart 2001]; [Conrad, C. P., y C. Lithgow-Bertelloni 2006]; concluyen que esfuerzos de cizalla significativos ($1 - 30MPa$) son necesarios en la base de las placas [Benthem, S y Govers, R 2010][20] .

[19]Esfuerzos de cizalla basal ($< 0{,}3MPa$) actuando sobre la base de la litósfera fueron encontrados por [Govers, R., y P. T. Meijer 2001], también se cuenta con los trabajos de [Forsyth, D., y S.Uyeda 1975], [Richardson, R. M., et al 1979], [Cloetingh, S., y R. Wortel 1985],
[Meijer, P. T., y M. J. R. Wortel 1999].

[20]También se hace referencia a los trabajos de [Negredo, A. M., I. et al 2004]; [Bird, P., Z. Liu, y W. K. Rucker 2008] y [Barba, S., M. M. C. Carafa, y E. Boschi 2008].

La Placa Caribe se constituye en un sistema físico que permite el estudio del acoplamiento del flujo astenosférico; la división de ondas de corte revelan una anisotropía significativa en la parte superior del manto, modelando tal subsistema en términos de un flujo convectivo hacia el este (ida y vuelta) alrededor del borde norte de la Placa de Nazca [Russo, R. M., et al 1996]; [Schellart, W. P., et al 2007]. [Negredo, A. M., I. et al 2004] realizaron observaciones de superficie asumiendo que tal flujo hacia el manto se acopla mecánicamente a la litósfera suprayacente. Su hallazgo no concuerda con los estudios realizados por [Bird, P. 1998], [Alvarez, W. 1982] y [Conrad, C. P., and C. Lithgow-Bertelloni 2006], que sugieren que el acoplamiento no se espera para placas que carecen de raíz litosférica significativa, como es el caso de la Placa Caribe. Tal contradicción en los resultados presentados confirman la complejidad del sistema físico en cuestión.

[Bird, P., Z. Liu, y W. K. Rucker 2008] encuentran altos valores de esfuerzos (6 MPa) en la base de la Placa Caribe, sin embargo se cuestiona el hecho de excluir bloques de baja dimensión, que quedan fuera de la resolución en el modelo utilizado. En contraposición a tales resultados, el trabajo de [Benthem, S y Govers, R 2010] concluye que los esfuerzos de corte debidos al flujo convectivo del manto son bajos (en promedio), es decir que la Placa Caribe no se arrastra, se retiró (por tracción de la losa, y posiblemente por la succión de la fosa) y es empujada (cizallada) por las placas vecinas, posiblemente con un coeficiente de fricción mayor localmente, comentando además que el parámetro más importante que cambia el campo de deformación es la fricción de falla intraplaca.

Aunque los resultados obtenidos en el trabajo de [Benthem, S y Govers, R 2010] son discutibles y no concluyentes en forma definitiva, la caracterización de las fuerzas que actúan en la Placa Caribe se realiza en forma detallada y formal, en este sentido se discutirán algunas de ellas por su importancia en el establecimiento de un modelo global para la interacción entre placas tectónicas:

Notación	Nombre	Dirección	Magnitud Conocida?
$\mathbf{F_{rp}}$	Empuje de la dorsal	Gradiente de edad	Sí
$\mathbf{F_{sp}}$	Empuje de la losa	$\perp$ al límite	Sí
$\mathbf{F_{cf}}$	Flujo de la esquina	$\perp$ al límite	Sí
$\mathbf{F_{gr}}$	Esfuerzos gravitacionales	Gradiente de topografía	Sí
$\mathbf{F_{tf}}$	Fricción de transformación	RPM	Desde $\sum \tau_i = 0$
$\mathbf{F_{pcr}}$	Resistencia de contacto	RPM	Desde $\sum \tau_i = 0$
$\mathbf{F_{sr}}$	Resistencia de corte	APM o RPM	Desde $\sum \tau_i = 0$
$\mathbf{F_{cb}}$	Flotabilidad composicional	$\perp$ a la placa	supuesta
$\mathbf{F_{bs}}$	Esfuerzo de corte basal	$\parallel$ a APM	supuesto
$\mathbf{F_{ind}}$	Subducción de la dorsal oceánica	RPM	$1 - 10 \times \mathbf{F_{pcr}}$
$\mathbf{F_{ts}}$	Succión de la fosa	RPM	Sí

Cuadro 1: Resumen de las fuerzas actuando sobre la litósfera

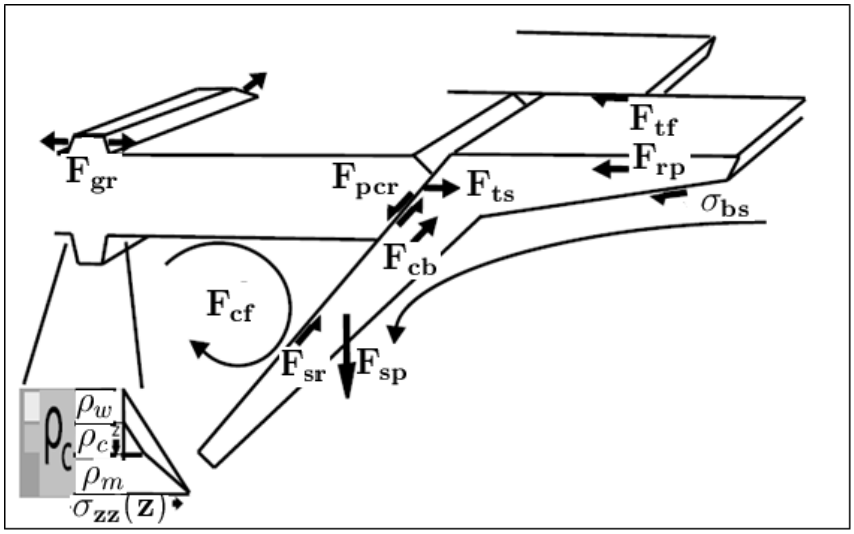

Figura 10: Conjunto de fuerzas actuando sobre la litósfera, imagen modificada de [Benthem, S y Govers, R 2010].

1. Fuerzas intraplaca o fuerzas motrices (tracción de la losa, empuje de la dorsal oceánica y otras variaciones laterales de densidad, succión de la fosa) [Benthem, S y Govers, R 2010].

2. Esfuerzos de acoplamiento al manto sublitosférico (esfuerzo de cizalla en la base de la litósfera y en las losas de subducción, flujo de la esquina) [Benthem, S y Govers, R 2010].

3. Fricción en los límites de placas y fallas (contactos de subducción, transformantes, indentores) [Benthem, S y Govers, R 2010].

Fuerzas de deriva

Empuje de la losa

La Placa Caribe subduce bajo el bloque norte de los Andes a lo largo de la costa Colombiana y el extremo occidental de Venezuela en el Cinturón Deformado Sur Caribeño ($SCDF$). Esta losa es conocida como losa Maracaibo [Van der Hilst, R., y P. Mann 1994].

Para calcular el empuje de la losa, [Benthem, S y Govers, R 2010] siguen el enfoque de [Govers, R., y P. T. Meijer 2001]. Los parámetros relevantes incluyen la profundidad de la losa 275 Km y un buzamiento de 17°, tomado desde la tomografía [Van der Hilst, R., y P. Mann 1994].

Empuje de la dorsal

El empuje sobre la dorsal para una columna se calcula utilizando el modelo de isostasia de Pratt, a partir de [Richter, F. M., y D. P. McKenzie 1978], está explícitamente definido para la litósfera oceánica en los lugares donde la información de edad está disponible [Müller, R. D., et al 2008] y por lo tanto hay también información sobre las variaciones laterales de densidad. En el Caribe, sólo existe información sobre la edad de la Fosa Caimán (0-49 Ma) [Leroy, S., et al 2000]. El resto de la placa se compone de litósfera Cretácico o más antigua [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990], cubierta por basaltos de inundación.

Cuando ni la edad ni la información sobre el flujo de calor está disponible, se utiliza la topografía y la suposición de isostasia de Airy para obtener información sobre las variaciones laterales de densidad [Benthem, S y Govers, R 2010],

los contrastes laterales de densidad pueden causar un gradiente de presión. Para una columna unidad, la diferencia de presión en comparación con una corteza de referencia (espesor de 35 Km, topografía a nivel del mar) se puede calcular por medio de:

$$P_{gr}(h) = \begin{cases} g\left(\frac{1}{2}h^2\rho_l\frac{\rho_m}{\rho_m-\rho_{cr}} + L\rho_{cr}h\right) & \text{si } h > 0 \\ g\left[-\frac{1}{2}h^2(\rho_{cr}-\rho_w)\frac{\rho_m}{\rho_m-\rho_{cr}} + L(\rho_{cr}-\rho_w)h\right] & \text{si } h < 0 \end{cases} \tag{68}$$

donde g es la aceleración de la gravedad, $h(t)$ la edad dependiente de la topografía, h la topografía, ρ_m, ρ_{cr}, ρ_w son las densidades medias del manto superior $\left(3200\frac{Kg}{m^3}\right)$, la corteza oceánica $\left(3000\frac{Kg}{m^3}\right)$ y el agua $\left(1024\frac{Kg}{m^3}\right)$, respectivamente, L es el espesor de referencia para la corteza (35 Km), y $H(t)$ es la edad dependiente del espesor de la litósfera.

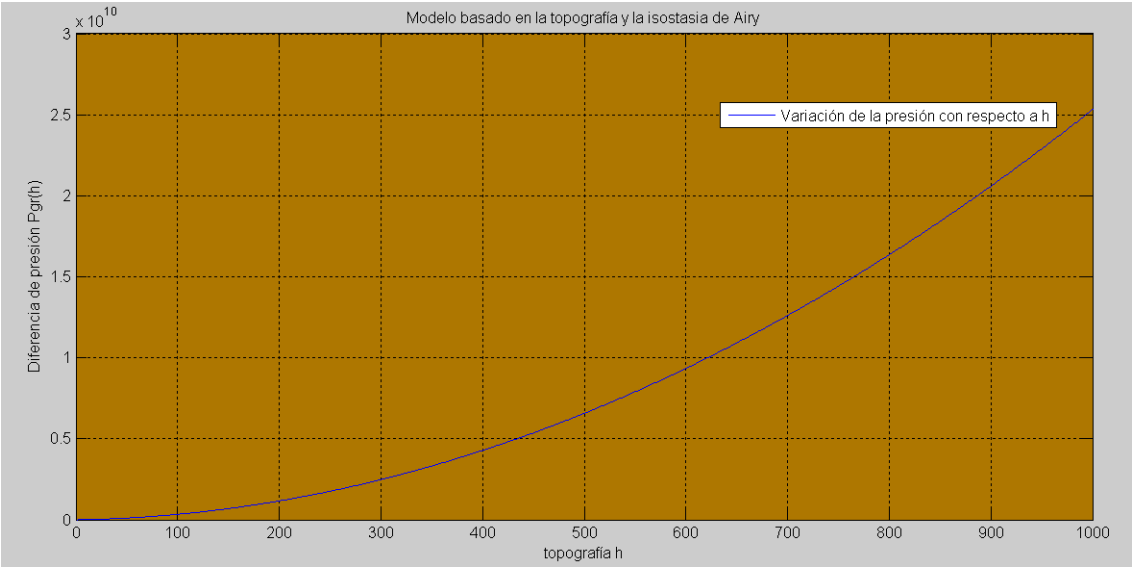

Figura 11: Representación gráfica de la diferencia de presión $P_{gr}(h)$ en términos de la topografía h, para $h > 0$.

topografía h	Diferencia de presión Pgr(h)
0.00000	0.00000
0.25000	272440.00000
0.50000	575260.00000
0.75000	908460.00000
1.00000	1272040.00000
1.25000	1666000.00000
1.50000	2090340.00000
1.75000	2545060.00000
2.00000	3030160.00000
2.25000	3545640.00000
2.50000	4091500.00000
2.75000	4667740.00000
3.00000	5274360.00000
3.25000	5911360.00000
3.50000	6578740.00000
3.75000	7276500.00000
4.00000	8004640.00000
4.25000	8763160.00000
4.50000	9552060.00000
4.75000	10371340.00000
5.00000	11221000.00000

Figura 12: Valores obtenidos para la diferencia de presión $P_{gr}(h)$ en términos de la topografía h, para $h > 0$, cuyo orden de magnitud está en el rango de 0 a 11,2 MPa.

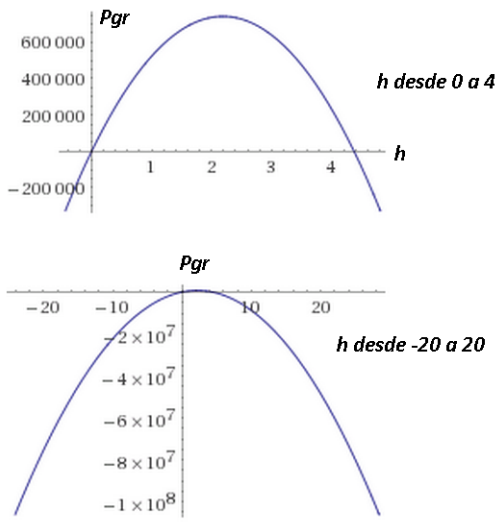

Figura 13: Representación gráfica de la diferencia de presión $P_{gr}(h)$ en términos de la topografía h, para $h < 0$, debido a las magnitudes involucradas resulta más laboriosa su obtención.

topografía h	Diferencia de presión Pgr(h)
-5.00000	-7261790.00000
-4.80000	-6822597.12000
-4.60000	-6395797.68000
-4.40000	-5981391.68000
-4.20000	-5579379.12000
-4.00000	-5189760.00000
-3.80000	-4812534.32000
-3.60000	-4447702.08000
-3.40000	-4095263.28000
-3.20000	-3755217.92000
-3.00000	-3427566.00000
-2.80000	-3112307.52000
-2.60000	-2809442.48000
-2.40000	-2518970.88000
-2.20000	-2240892.72000
-2.00000	-1975208.00000
-1.80000	-1721916.72000
-1.60000	-1481018.88000
-1.40000	-1252514.48000
-1.20000	-1036403.52000
-1.00000	-832686.00000
-0.80000	-641361.92000
-0.60000	-462431.28000
-0.40000	-295894.08000
-0.20000	-141750.32000
0.00000	0.00000

Figura 14: Valores obtenidos para la diferencia de presión $P_{gr}(h)$ en términos de la topografía h, para $h < 0$, cuyo orden de magnitud está en el rango de 0 a $-7{,}2$ MPa.

La suposición más importante desde el punto de vista físico es que al considerar equilibrio isostático, el gradiente de presión es igual al esfuerzo horizontal entre dos columnas adyacentes [Meijer, P. T., and M. J. R. Wortel 1992], de esta manera se puede llevar a una generalización que permitiría el cálculo de todos los esfuerzos horizontales presentes.

Succión de la fosa

Se supone que la Cuenca de Granada es de tipo antearco Cretácico-Eoceno, resultado del roll-back de la losa [Bird et al 1993]; [Aitken , T., et al 2009], o un pedazo de pieza atrapada de la litósfera del Atlántico [Kearey, P. 1974].

Aunque no hay evidencias de esparcimiento activo en la actualidad,

[Schellart, W. P., et al 2007] sugieren en su compilación global que la migración de la dorsal todavía se lleva a cabo en las Antillas. Utilizando el modelo de límite de placa global de [Bird, P. 2003], [Benthem, S y Govers, R 2010] estimaron la ubicación de la losa y obtuvieron una tasa de migración de la fosa de $18\frac{mm}{año}$, lo que sugiere una fuerza de tracción que actúa sobre la placa superior.

La Fuerza de tracción de la succión de la fosa ($\mathbf{F_{ts}}$), se determina utilizando el modelo de [Scholz, C. H., y J. Campos 1995], tal modelo es construido a partir de la resistencia a la translación de la cara perpendicular de un elipsoide en un fluido viscoso propuesta por [Lamb, H. 1993]:

$$F_{ts} = -6\pi\mu\frac{R_h v}{\lambda}, \tag{69}$$

siendo μ la viscosidad media manto superior ($1\times10^{21}Nm$), v es la velocidad de la losa con respecto al manto (que no es la misma que la tasa de migración de la fosa), λ es la longitud de la fosa (400 Km) y R_h es el radio efectivo de una esfera con la misma resistencia viscosa (262 Km). R_h se deriva de las dimensiones del elipsoide y por lo tanto de la losa. [Benthem, S y Govers, R 2010] llevaron a cabo la variación de v entre cero y $5\frac{mm}{año}$, lo que corresponde a una magnitud en la fuerza de succión de la cresta que va de 0 a $19\times10^{11}\frac{N}{m}$, resultado que no concuerda con el presentado por [Benthem, S y Govers, R 2010], que corresponde a $9\times10^{11}\frac{N}{m}$.

Acoplamiento de esfuerzos al manto sublitosférico

Flujo de la esquina

Tal como se comentó en el Capítulo 2, tres placas subducen bajo la Placa Caribe: las placas de Norte y Sur América (en las Antillas Menores), la Placa de Norte América (en la Fosa de Puerto Rico) y la Placa de Cocos (en la Fosa de centro América) [Molnar P., Sykes L. R., 1969]. En una zona de subducción, la velocidad de la losa descendente induce flujo convectivo en el

manto viscoso circundante. Los esfuerzos de corte resultantes actuando sobre la base de la litósfera, se calculan entonces a partir del planteamiento de [Tovish, A., et al]. La viscosidad de la cuña mantelar se toma como $1 \times 10^{19} Nm$ [Forte, A. M., y J. X. Mitrovica 2001].

La importancia en la escogencia de la viscosidad tiene que ver con la relación lineal entre esta y la cantidad de esfuerzo de cizallamiento que actúa sobre la placa superior, la variación es realizada entre unos límites razonables que no alteran significativamente el equilibrio de los torques [Benthem, S y Govers, R 2010]. En el cálculo también se necesita información sobre la RPM en la fosa (11, 12 y $90\frac{mm}{año}$) y el buzamiento promedio de la losa (50°, 60° y 50°), para las zonas de subducción de Puerto Rico, Antillas Menores y Cocos respectivamente. Esto es una simplificación en las que ambas zonas de subducción, Cocos y las Antillas Menores se caracterizan por diferentes buzamientos en la losa [Wadge, G., y J. B. Shepherd 1984].

Esfuerzo de corte basal

El esfuerzo de corte basal σ_{bs} actúa sobre la base de la litósfera, resulta del movimiento diferencial de la litósfera y el manto subyacente, por lo que puede ser derivado del movimiento absoluto de las placas, convección del manto, o ambos. El movimiento absoluto de la Placa Caribe es casi cero [Müller, R. D., et al 2008], por lo tanto el esfuerzo de corte basal se espera que sea en la dirección del flujo mantelar.[21] Por lo tanto el esfuerzo de corte basal en el Caribe se distribuye uniformemente y se dirige tanto al oeste como al este [Benthem, S y Govers, R 2010]:

$$\sigma_{\mathbf{bs}} = \sigma_{bs} \hat{\mathbf{v}}_{\mathbf{sks}}, \tag{70}$$

[21] [Russo, R. M., et al 1996] sugieren división en ondas de corte SKS orientadas de este a oeste, que fluyen bajo el manto del Caribe, efecto causado por el flujo de retorno alrededor de la losa de Nazca, uniformemente distribuido y dirigido hacia el este. Aunque [Piñero-Feliciangeli, L. T., y J. M. Kendall 2008] encontraron algunas orientaciones diferentes para la los resultados de la división de las ondas de corte SKS, la dirección predominantemente este-oeste ha sido confirmada por las mediciones de la división de ondas de corte SKS de [Growdon, M. A., et al 2009].

$\hat{\mathbf{v}}_{\mathbf{sks}}$ es el vector unitario en la dirección de cizallamiento.

Fuerzas resistivas

Fuerzas resistivas en la losa de Maracaibo

El esfuerzo de corte $\sigma_{\mathbf{sr}}$ resulta del movimiento de la losa con respecto al manto circundante. La fuerza de resistencia al cizallamiento $\mathbf{F}_{\mathbf{sr}}$ genera el esfuerzo cortante, a partir de la integración sobre la superficie de contacto (superficie superior y inferior de la losa) y actúa en la dirección del movimiento relativo de la losa y el manto circundante. Los esfuerzos cortantes actúan en la dirección opuesta al APM $\hat{\mathbf{v}}_{\mathbf{apm}}$ [Benthem, S y Govers, R 2010]:

$$\sigma_{\mathbf{sr}} = -\sigma_{sr}\hat{\mathbf{v}}_{\mathbf{apm}}, \tag{71}$$

se supone que el APM es despreciable, de modo que la resistencia al corte actúa en la dirección del movimiento relativo entre las placas que se encuentran en subducción [Benthem, S y Govers, R 2010]:

$$\sigma_{\mathbf{sr}} = \sigma_{sr}\hat{\mathbf{v}}_{\mathbf{rpm}}. \tag{72}$$

La fuerza de flotabilidad composicional $\mathbf{F}_{cb}$ es compensada por la subducción de la corteza con mayor flotabilidad. Esta fuerza varía entre $3 \times 10^{12} \frac{N}{m}$ y $6 \times 10^{12} \frac{N}{m}$ [England, P., y R. Wortel 1980]. $\mathbf{F}_{pcr}$ es la integral de los esfuerzos cortantes $\sigma_{\mathbf{pcr}}$, es dirigida en dirección del RPM. [Benthem, S y Govers, R 2010] suponen que la zona de contacto de la placa es un canal de subducción [Abers, G. A., et al 2003], con viscosidad newtoniana, de modo que el $\sigma_{\mathbf{pcr}}$ aplicado depende linealmente de la velocidad relativa:

$$\sigma_{\mathbf{pcr}} \sim \mathbf{v}_{\mathbf{rpm}}. \tag{73}$$

Equilibrio de torques

La Placa Caribe se encuentra en equilibrio mecánico, es decir, la suma de todas las fuerzas ($\sum \mathbf{F} = 0$) y torques es cero ($\sum \vec{\tau} = 0$) [Forsyth, D., y S.Uyeda 1975]:

$$\int\int_{A_{rp}} \mathbf{r} \times \sigma_{\mathbf{rp}} da + \int_{L_{tr}} \int_{L_{Losa}} \mathbf{r} \times \sigma_{\mathbf{sp}} dx dl + |\mathbf{F_{cb}}| \int_{L_{cb}} \mathbf{r} \times \mathbf{F_{cb}} dl + \int_{L_{ts}} \mathbf{r} \times \mathbf{F_{ts}} dl + \int_{A_{cf}} \mathbf{r} \times \sigma_{\mathbf{cf}} da + \sigma_{tf} \int_{A_{rf}} \mathbf{r} \times \hat{\sigma}_{\mathbf{tf}} da + \sigma_{pcr} \int_{A_{pcr}} \mathbf{r} \times \hat{\sigma}_{\mathbf{pcr}} da + R\sigma_{pcr} \int_{A_{indent}} \mathbf{r} \times \hat{\sigma}_{\mathbf{pcr}} da + \sigma_{bs} \int_{A_{bs}} \mathbf{r} \times \hat{\sigma}_{\mathbf{bs}} da + \sigma_{sr} \int_{A_{sr}} \mathbf{r} \times \hat{\sigma}_{\mathbf{sr}} da = 0. \quad (74)$$

Donde $\mathbf{r}$ es el vector de posición asociado a la fuerza (tomada desde el centro de la Tierra). L_{losa} es la longitud de la parte inferior de la losa, limitada por la tomografía sísmica y L_{tr} es la longitud de la fosa. L_{cb} es la longitud del intervalo entre la superficie y la zona de transición en profundidad basalto-eclogita (150 Km). A_{rp} es el área de la Fosa Caimán. L_{ts} es el ancho de la fosa perpendicular, sobre el cual la succión de la fosa actúa sobre la Placa Caribe (200 Km). A_{cf} es el área de la superficie donde actúa la fuerza debido al contacto (200 Km). A_{tf} es el área de la superficie de las fallas transformantes (es igual a la longitud de las fallas transformantes sobre el mapa por un ancho de litósfera de 100 Km). A_{pcr} es el área de la superficie de la placa de contacto en subducción, a excepción de los indentores (representado por A_{indent} es igual a la longitud de la fosa multiplicada por el espesor litosférico sobre el seno del ángulo de buzamiento de la falla $\approx 30^{\circ}$). A_{bs} es el área de la superficie de la Placa Caribe. A_{sr} es el área total de la superficie total de la placa subducida. $|F_{cb}|$, σ_{tf}, σ_{pcr}, σ_{bs}, σ_{sr} y R son incógnitas escalares. En el trabajo de [Benthem, S y Govers, R 2010] se variaron sistemáticamente los valores de R, $|F_{cb}|$, σ_{bs} y se resolvió (74) para encontrar la magnitud y signo de σ_{pcr}, σ_{bs} y σ_{sr}.

Resultados del equilibrio de torques

Los parámetros del modelo varían sistemáticamente dentro de los límites aceptados, las soluciones obtenidas son [Benthem, S y Govers, R 2010]:

1. $LOTSUC$, que da cuenta de una baja succión en la fosa, es decir, la succión en el sur de la Fosa de las Antillas Menores, modelada por una fuerza de succión cuya magnitud es de 9 $\times 10^{11}$ $\frac{N}{m}$,

2. $TSUC$ succión de la fosa, succión en el sur de la Fosa de las Antillas Menores, modelada por una fuerza de succión cuya magnitud es de 45 $\times$ 10^{10} $\frac{N}{m}$,

3. $NOTSUC$ no hay succión de la fosa, en el sur de la Fosa de las Antillas Menores,

4. el número representa R.

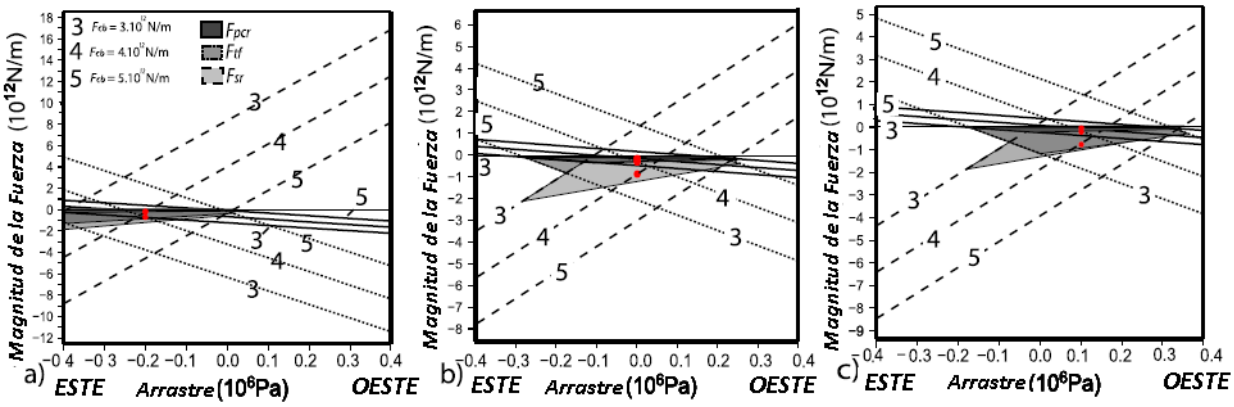

Figura 15: Soluciones para los modelos de equilibrio de Torques (a) $NOTSUC5$, (b) $TSUC5$ y (c) $LOTSUC5$. El eje vertical muestra las magnitudes de fuerza resistiva (longitud del límite de placa por metro horizontal) desde las soluciones al balance de torques (resistencia de fallas transformantes $\mathbf{F_{tf}}$, resistencia de contacto en la subducción de la placa $\mathbf{F_{pcr}}$, y resistencia de corte a lo largo de la losa $\mathbf{F_{sr}}$). El eje horizontal muestra la magnitud del esfuerzo de corte basal. Las líneas denotan las soluciones para las fuerzas citadas anteriormente como función de la magnitud de corte basal. Se grafican para diferentes valores de $\mathbf{F_{cb}}$. Los puntos denotan los valores de $\mathbf{F_{sr}}$ y $\mathbf{F_{cb}}$ usadas para calcular el campo de deformación elástica, imagen modificada de [Benthem, S y Govers, R 2010].

En la Figura 15 se aprecia que las soluciones comparten características similares.

1. Las soluciones alrededor del centro son de magnitudes bajas para esfuerzos de corte basal, que pueden ser dirigidos hacia el este o hacia el oeste ($\leq 0,4\ MPa$).

2. El empuje de la losa de Maracaibo es practicamente cancelado por fuerzas resistivas ($\mathbf{F_{cb}}$, $\mathbf{F_{sr}}$, $\mathbf{F_{pcr}}$).

3. La resistencia de contacto de la placa y la resistencia de la falla transformante tienen pequeñas magnitudes. El esfuerzo cortante basal se encuentra que es a lo sumo $0,4\ MPa$. La flotabilidad composicional se encuentra en un rango entre $3 \times 10^{12}\ \frac{N}{m}$ y $6 \times 10^{12} \frac{N}{m}$. Esto corresponde a la subducción de espesor cortical (suponiendo un espesor constante de la parte superior del manto empobrecido) de 5 y 13 Km [Oxburgh, E. R., y E. M. Parmentier 1977]. Esto es consistente con la subducción de corteza relativamente gruesa del Caribe, es decir $>$ 8 Km [Mauffret, A., y S. Leroy 1997]. El esfuerzo cortante promedio debido a esta fosa es de aproximadamente 12 MPa. Los esfuerzos de cizalla media debidos a las fuerzas de fricción en la fosa de Cocos son 5 MPa, en la fosa de las Antillas Menores son alrededor de 2 MPa, y los límites transformantes son de 8 MPa. Los límites de las placas en la placa del Caribe son débiles según [Lyon-Caen, H., et al. 2006], [Alvarez-Gomez, J. A., et al 2008], [Manaker, D. M., et al 2008] y [Correa-Mora, F., et al 2009]. Dado que todos los modelos comparten estas características, se consideran robustos [Benthem, S y Govers, R 2010].

4. Esfuerzo, rotación y fallamiento de la losa.

En el trabajo de [Benthem, S y Govers, R 2010] se explica la configuración del modelo y el método que se utiliza para reconocer los resultados de modelos numéricos similares, luego se presentan los modelos de esfuerzos, las rotaciones del eje vertical y deslizamiento de la falla.

Modelo de esfuerzos

El campo de esfuerzos para el modelo $TSUC5$[22] se muestra en la Figura 16. Las magnitudes en los esfuerzos promedio en la litosfera son $< 40\ MPa$. El

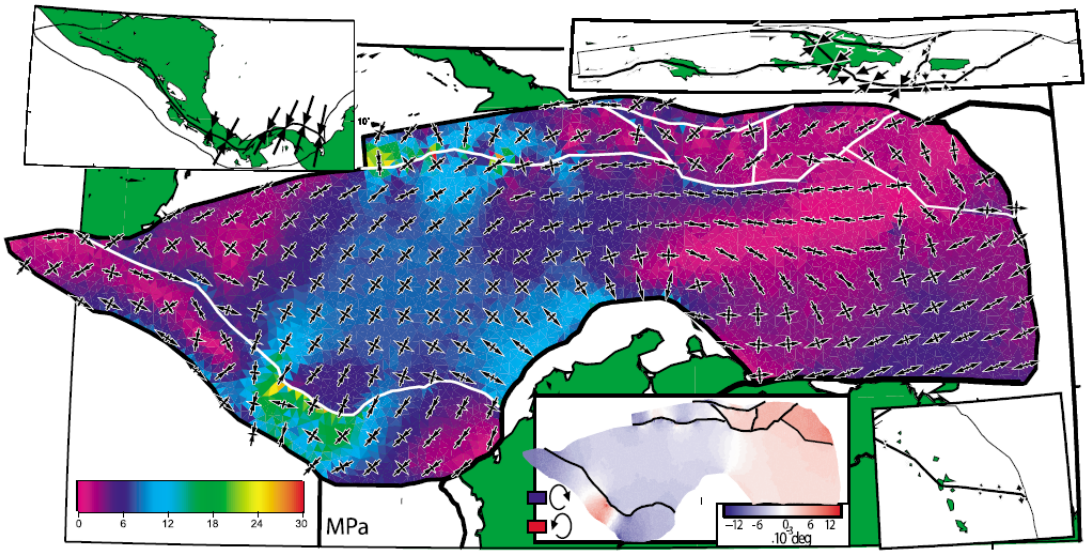

Figura 16: Campo de esfuerzos en la Placa Caribe, imagen modificada de [Benthem, S y Govers, R 2010].

modelo se caracteriza por bajos esfuerzos en el este, y más altos esfuerzos en el SO y a lo largo de las fallas en el norte. En el norte, los esfuerzos modelados son principalmente compresivos (norte) este (sur) oeste, mientras que en el sur, cerca de la zona de subducción de Colombia son de tensión norte, sur. A lo largo de los bordes de las fallas transformantes se establece un régimen de desgarre, principalmente de compresión [Benthem, S y Govers, R 2010].

Los esfuerzos de compresión sur, norte cerca de la Fosa de Caimán resultan del empuje de la cresta, que es localmente orientada perpendicular a sus límites sur y norte debido a la gran diferencia en edad entre la corteza y la litósfera adyacente. Las irregularidades y fallas resultan de aumentos (locales) en las magnitudes de esfuerzo [Benthem, S y Govers, R 2010].

[22] $TSUC5$ corresponde al modelo que contempla baja succión en la fosa con $R = 5$ y una fuerza de succión cuya magnitud es de $9\ \times 10^{11}\ \frac{N}{m}$

Los esfuerzos cerca a los indentores, sobre todo los indentores de Cocos y Bahamas son más altos. En las Bahamas, la mayor parte de los mayores esfuerzos están alojados dentro de la pequeña porción delantera del arco, limitada por la falla Septentrional y la propia BP[23]. En el indentor de Cocos los esfuerzos son más altos de acuerdo con las tasas de deformación superiores previstos por el mapa mundial de la velocidad de deformación de [Kreemer et al 2003], que se calcula a partir de mediciones de GPS y de liberación de momento sísmico. Los esfuerzos tienen un patrón radial alrededor del indentor de la cresta de Cocos, como también se observa en la compilación del esfuerzo regional [Kolarsky, R. A., et al 1995]. En el NE se predice un régimen rumbo deslizante con los ejes de compresión máximos aproximadamente NO-SE, que también [Huerfano, H., et al 2005] encontraron en el análisis de sismos superficiales en el SO de Puerto Rico [Benthem, S y Govers, R 2010].

Modelo de rotaciones

La parte inferior derecha del recuadro de la Figura 16 muestra rotaciones del eje vertical, las cuales son elásticas y muestran el potencial para la rotación geológica. Las rotaciones geológicas reales se producirán en las regiones con una reología más débil o limitada por fallas [Benthem, S y Govers, R 2010].

En el trabajo de [Benthem, S y Govers, R 2010] se consideran rotaciones en sentido antihorario (CCW) en los bloques del NE. El SE se caracteriza por bajas rotaciones a favor de las manecillas del reloj (CW). El límite occidental se caracteriza por los diferentes sentidos de rotación opuestos, debido al indentor de Cocos. La Cuenca de Colombia muestra la rotación en sentido horario, en oposición a la Cuenca de Venezuela.

En tanto Puerto Rico experimentó grandes rotaciones CCW en el Cenozoico [Reid, J., et al 1991], lo cual está de acuerdo con el potencial de giro a la

[23]Plataforma de Bahamas.

izquierda que se muestra por el NE. Las rotaciones en el NE también están de acuerdo con las rotaciones previstas por el modelo de la deformación de [Kreemer et al 2003] (parte inferior derecha del recuadro en la Figura 1). El patrón de rotación predicho por [Benthem, S y Govers, R 2010] muestra el plano de flexión de la Placa Caribe alrededor de la región de la Cresta de Beata. Movimientos en fallas de deslizamiento [Heubeck, C., y P. Mann 1991] y datos de sísmica [Mauffret, A., y S. Leroy 1999] sugieren un patrón de rotación similar, aunque [Driscoll, N. W., y J. B. Diebold 1998] y [DeMets, C., et al 2000] muestran que no hay presencia de movimiento diferencial de las placas en la Cresta de Beata. Sin embargo, la presente configuración de la fuerza y la geometría ha sido más o menos estable desde el Eoceno en adelante, por lo tanto la Cresta de Beata podría haber resultado de la flexión de la Placa Caribe [Benthem, S y Govers, R 2010].

Comparación con estudios anteriores

[Negredo, A. M., I. et al 2004] realizaron un estudio de modelado cinemático en la Placa Caribe, encontrando un alto acoplamiento con el manto subyacente, acorde con el modelo global de [Bird, P., Z. Liu, y W. K. Rucker 2008]. Tal acoplamiento se espera para una placa con una raíz litosférica, no para la Placa Caribe [Bird, P. 1998]; [Conrad, C. P., and C. Lithgow-Bertelloni 2006]. Esta discrepancia puede explicarse en parte por el hecho de que estos modelos no tienen en cuenta las fuerzas regionales que actúan sobre la Placa Caribe.

Las consideraciones en el estudio de [Benthem, S y Govers, R 2010] para estas fuerzas regionales predicen baja cizalla sobre la base del Caribe. En consonancia con estudios anteriores en placas oceánicas que también predicen bajo acoplamiento [Cloetingh, S., y R. Wortel 1985]; [Govers, R., y P. T. Meijer 2001]; [Conrad, C. P., and C. Lithgow-Bertelloni 2006], .

La mayoría de los estudios de predicción de acoplamiento bajo el manto de

la placa son modelos dinámicos, y sus resultados pueden depender de los conjuntos de fuerza asumidos [Bird, P. 1998]. Sin embargo, los estudios de sensibilidad de [Benthem, S y Govers, R 2010] muestran que para el caso de la Placa Caribe todos los conjuntos de fuerza aplicada producen resultados similares y que el bajo acoplamiento es una característica robusta. La alta dependencia del campo de deformación de la fricción intra placa también fue encontrada por [Negredo, A. M., I. et al 2004], quienes encontraron que la fricción de falla es baja. En el trabajo de [Benthem, S y Govers, R 2010] se encuentran valores del orden de decenas de MPa en la fricción de falla.

Se evaluaron los límites superior e inferior de la conducción y las fuerzas de resistencia que actúan sobre la Placa Caribe. Utilizando un enfoque dinámico se quizo determinar si la resistencia del manto o de las fuerzas locales, como la interacción con las placas circundantes están deformando la Placa Caribe, encontrando que las fuerzas importantes que contribuyen a su dinámica son [Benthem, S y Govers, R 2010]:

1. Empuje por la losa asociada al Bloque de Maracaibo, que se contrarresta en gran medida por las fuerzas resistivas de la losa.

2. Las fuerzas de fricción con las placas circundantes, tal vez combinado con,

3. la succión en la fosa en el sur de las Antillas Menores.

Los parámetros que controlan el campo de deformación son el empuje de la fosa y la fuerza de fallas intraplaca. Para una fuerza de fallas intraplaca de 7 GPa, los modelos tienen un desajuste promedio de 18° a 22° con el WSM[24]. Un impulso adicional por la indentación de la Cresta de Cocos (y crestas más pequeñas en el NE) reproducen los movimientos de falla mejor, pero no afectan la forma con el campo de esfuerzos (local). Una característica constante de todos los modelos es el valor muy bajo para el esfuerzo cortante

[24]World Stress Map

basal (0-0,4 MPa). Se concluye por lo tanto, que la influencia del flujo astenosférico sobre la dinámica de la Placa Caribe es pequeño o ausente [Benthem, S y Govers, R 2010].

CAPÍTULO IV
SOBRE LA GEODINÁMICA DE PLACAS Y LAS CADENAS DE MARKOV

Argumentos a favor y en contra del origen Pacífico de la Placa Caribe y argumentos a favor de un origen in situ

La discusión acerca del origen de la Placa Caribe contempla dos modelos bien consolidados: el primero plantea un origen in situ y el segundo un origen Pacífico, son conocidos como modelos "fijista" o "estabilista", y "movilista" (Ver la Figura 17). El modelo del Pacífico ha tenido mayor aceptación, con autores

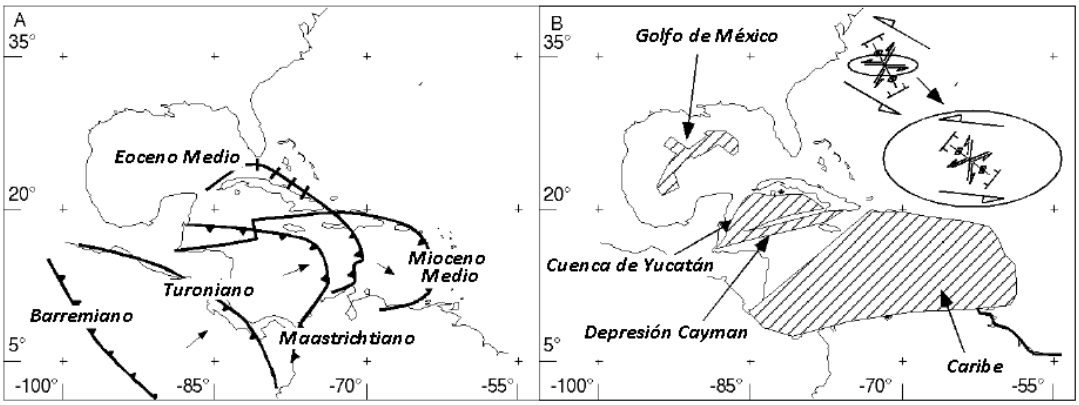

Figura 17: Modelos para el origen de la Placa Caribe (A) Pacífico (B) In situ. (A) muestra las etapas de la migración del arco, en el borde de la Placa Caribe, que migró desde el Pacífico. (B) muestra la formación de áreas oceánicas (cruces sombreados) oeste, NO, divergente sinestralmente en el Norte y América del Sur en el Jurásico-Cretácico temprano. La Placa Caribe fue definida por arcos de islas en las Mayores-Menores-Aruba-Blanquilla-Antillas Menores-Aruba-Blanquilla y en el sur de América Central. Desde el Eoceno superior en límite norte del Caribe sigue la Fosa de Caimán. Imagen modificada de [Keith H.J., 2005].

tan reconocidos como: [Pindell, J.L. y Dewey, J.F. 1982]; [Pindell et al 1988]; [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990]; [Duncan, R. y Hargraves, R. 1984];

[Bouysse, P. 1988]; [Kerr et al 1999][25].

Un número ([Ball, M.M., et al 1969]; [Meyerhoff, A.A. y Meyerhoff, H.A. 1971]; [Frisch, W., et al 1992]; [Meschede, M. y Frisch, W., 1998]) menor apoya el modelo in situ.

Los modelos Pacífico se caracterizan por su complejidad, postulan crestas de expansión que ya no existen (Farallón-Phoenix), puntos calientes "con una gran actividad", que desaparecen posteriormente [Duncan, R. y Hargraves, R. 1984] produciendo una meseta oceánica con la longitud y ancho adecuado para ocupar posteriormente el área Caribe [Duncan, R. y Hargraves, R. 1984]; [Bouysse, P. 1988], "flips", generando subducción a lo largo del Gran Arco Caribe [Duncan, R. y Hargraves, R. 1984]; [Pindell, J.L., 1993] y las principales rotaciones de los arcos (Ver la parte (A) de la Figura 17), bloques continentales (Chortís y Maya, ver Figura 18) [Burke et al 1984]; [Bouysse, P. 1988]; [Pindell, J.L., 1993]; [Pindell et al 1988] y de la Placa Caribe [Pindell et al 1988] por sí misma, algo que sin duda alguna genera bastantes inquietudes sobre la válidez del modelo y razón por la cual no permite su aceptación definitiva. Los modelos son cada vez más complejos ("refinados") en respuesta a los datos que ponen en duda detalles de los modelos anteriores, y en contraposición al principio de sencillez postulado por la Física. Las plumas del manto se unen o se reemplazan por puntos calientes [Kerr et al 1996]; [Lapierre, H., 1999]; [Hauff, F., et al 2000], para explicar el engrosamiento de la placa oceánica [Keith H.J., 2005], en la figura 19 se presenta el modelo de evolución de [Kerr et al 1996].

El modelo Pacífico

Los modelos Pacífico comienzan con reconstrucciones paleogeográficas que muestran el Bloque Maya (Yucatán) situado a lo largo de la costa norte

[25]La lista es tan extensa que se sale del alcance de este escrito.

Figura 18: Mesoamérica, elementos geográficos más relevantes, imagen modificada de [Keith H.J., 2005].

de América del Sur, entre Norte y Sur América, y el Bloque de Chortís cayendo sobre el lado oeste de México [Ross, M.I. y Scotese, C.R. 1988]; [Pindell, J. y Kennan, L. 2003]. El "Proto-Caribe", y el Golfo de México se formaron del Jurásico al Cretácico inferior cuando el norte de América se alejó de Pangea, en diversidad de páginas en internet es posible encontrar las paleoreconstrucciones y sus variantes con respecto al tiempo y a las fallas presentadas por las mismas, en el Apéndice se presenta el modelo de evolución según [Pindell, J.L., 1993].

El bloque Maya rotó en sentido antihorario (ca. 50°) con respecto a su orientación actual [Pindell, J. y Kennan, L. 2003]. Un arco de islas orientado al este ("proto Antillas", o "Gran Arco Caribe") mostró una tendencia NO-SE a través del extremo occidental del proto-Caribe, extendiendose a lo largo de México y el NO de Suramérica. La Placa Caribe se formó al oeste o al sur de

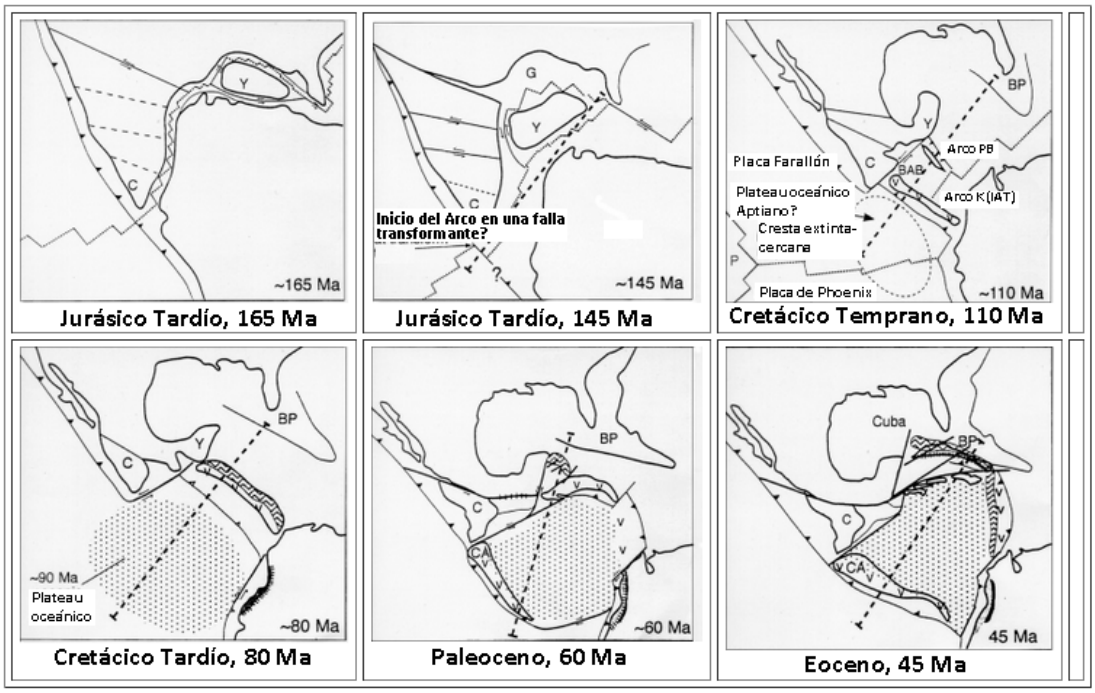

Figura 19: Reconstrucciones de: Kerr, A.C., Iturralde Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L., and Tarney, J., 1999, Un nuevo módelo para la tectónica de la Placa Caribe: Implicaciones de una resonancia Geoquímica de rocas volcánicas del Mesozoico en Cuba, Boletín de la Sociedad Geológica de América, 111(11): 1581-1599, Figura 11. Kerr puede ser contactado en la dirección: ack2@le.ac.uk, imagen modificada de [Kerr et al 1999].

este, con un arco volcánico que mira al oeste (en los primeros documentos, un arco "proto Costa Rica-Panamá") en su flanco oeste [Keith H.J., 2005].

La Placa Caribe se engrosó para formar una gran Provincia ígnea/Plateau Océanico, ya sea que migrara hacia el NE a través del punto caliente de Galápagos (los primeros artículos, [Duncan, R. y Hargraves, R. 1984]; [Bouysse, P. 1988]) o sobre una cabeza de pluma mantelar fusionandose rápidamente (o ambos) [Hall, S.A., et al 1995]; [Kerr et al 1997], o por encima de dos columnas, Sala y Gómez y Galápagos. La placa entonces entró en la brecha entre América del Sur y América del Norte, anulando la corteza oceánica "proto-Caribe" (Ver la parte (A) de la Figura 17), después de la inversión en la dirección de la subducción por debajo del borde llevando el "Gran Arco" (Ver la Figura 20) [Keith H.J., 2005].

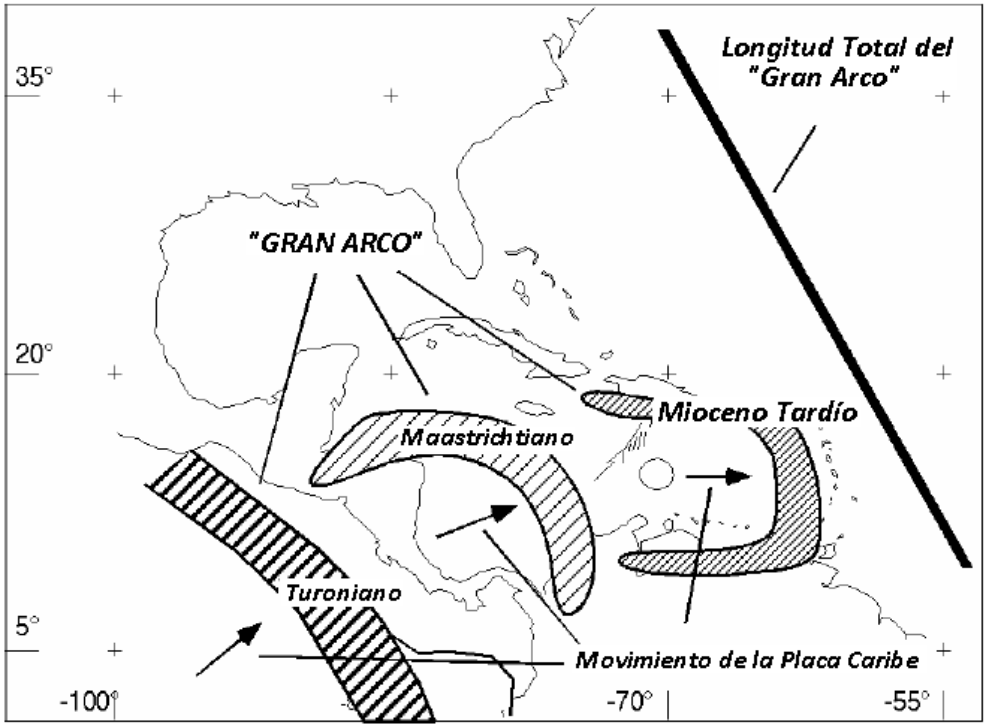

Figura 20: Modelos de la entrada "Gran Arco", en el borde delantero de la Placa Caribe. La línea continua de la derecha del diagrama es la longitud medida de la Antillas Mayores-Antillas Menores-Aruba-Blanquilla Antillas, con extensión pull-apart eliminada. Para esto el arco debió haber cambiado de forma lineal, con tendencias NO en los arcos curvos que aparecen en el Maastrichtiano y Mioceno, así la Placa Caribe estaría intensamente plegada detrás del arco o el arco sería desacoplado de la placa, imagen modificada de [Keith H.J., 2005].

El Bloque de Chortís giró hacia el SE (Ver Figura 21). El engrosamiento de la placa es resultado de la fusión de descompresión [Révillon, S., et al 1991]. La actividad volcánica cesó a lo largo de los segmentos norte y sur del Gran arco después de haber rotado y colisionado con Norte y Suramérica en el Eoceno Paleoceno-medio. La Cuenca de Yucatán se abrió en el Maastrichtiano-Eoceno medio, cuenca intra-arco o ante-arco detrás de Cuba [Sykes, L.R., Mc Cann, W.R. y Kafka, A.L. 1982]; [Pindell, J.L. 2001].

La Placa Caribe se supone migró en dirección este con respecto a América del Norte y Sur a partir del Oligoceno. Desplazamiento sinestral y dextral de 1100 a 1300 Km producido a lo largo de los límites norte y sur de las placas desde la Fosa Caimán que inició su apertura en el Eoceno. Los desaparecidos segmentos norte y sur del Gran Arco se extienden en dirección

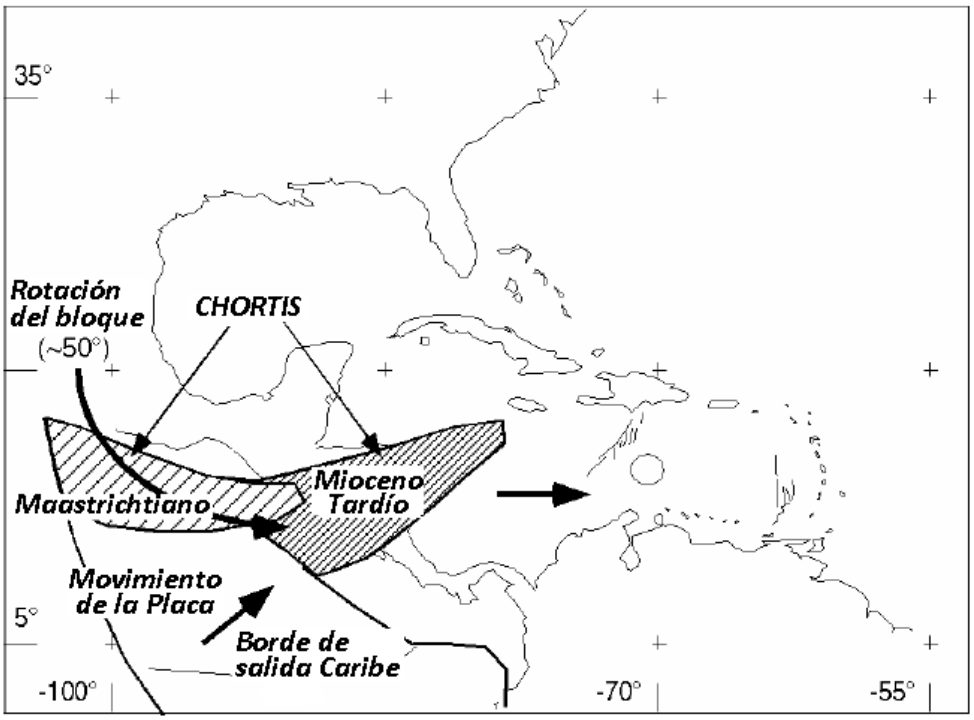

Figura 21: Modelos del Bloque Chortis rotando para permitir el borde de salida de la placa del Caribe en una ubicación centroamericana. Los diagramas implican que el bloque se trasladó SE a lo largo del borde de salida de la migración NE de la placa y de alguna manera se agregó a la parte NO de la placa. Esto no es realista (y el mecanismo nunca se explica en los modelos Pacífico), imagen modificada de [Keith H.J., 2005].

este, oeste, formando las Antillas Mayores y Holandesas, y las Antillas Venezolanas. La remanente, segmento de tendencia norte, sur del arco que formó la Cresta de Aves y el norte de las Antillas Menores. El último segmento de arco saltó hacia el este, en el Eoceno, al sur de las Antillas Menores, cuando se formó la cuenca de ante arco o intra arco de Granada ([Bouysse, P. 1988]; [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990]; [Bird et al 1999]). Las Antillas Menores son el último segmento activo del Gran Arco. La actividad volcánica del arco es vinculada a los bloques continentales Maya y Chortis con Sur América a través de Costa Rica y Panamá.

El modelo in situ

El modelo in situ se realiza con reconstrucciones que no implican posteriormente giros a gran escala de elementos como los bloques Maya y Chortís (Ver

Figura 18) y se desarrolla principalmente a través de transtensión sinestral entre Norte y Sur América (Ver la parte (B) de la Figura 17) [James, K.H. 2005a].

La Placa Caribe es parte de la provincia oceánica que se formó cuando América del Norte se desplazó en sentido NO desde Gondwana en el Jurásico-Cretácico temprano. Los fragmentos continentales (Maya y Chortis) limitan la placa hacia el oeste. El engrosamiento de la corteza océanica en las zonas del presente-día en Venezuela, Yucatán y las cuencas colombianas ocurrió como resultado de la extensión, posiblemente a lo largo de uniones triples advirtiendo saltos de propagación hacia el Atlántico y el Pacífico en el Aptiano [James, K.H. 2005a].

Argumentos en contra de un origen Pacífico para la Placa Caribe

Improbabilidad geométrica de entrada del arco de islas del Mesozoico en el área Caribe

Según el modelo del Pacífico, las Antillas Mayores y Menores, las Antillas Holandesas y de Venezuela son los restos del arco volcánico del Mesozoico que entró en el Caribe con una tendencia aproximadamente NO (NE según algunos modelos), (sometiéndose a un cambio de polaridad en el proceso, [Pindell, J.L., 1993]) a finales del Cretácico. La suma de todos estos componentes hasta nuestros días de este supuesto arco (las islas y sus extensiones submarinas, áreas shelfal) asciende a alrededor de 3000 Km (aproximadamente la distancia desde el NO de las costas de Colombia a la costa de Texas en el Golfo de México). El hueco a través del cual se supone que el arco debió haber pasado es la mitad este de ancho. Si las Antillas Holandesas y Venezuela son usadas para ser la continuación al oeste de la Villa de Cura-Margarita-Testigos-Antillas Menores (véase la sección sobre el movimiento Oligoceno, a continuación), entonces el arco tenía una longitud total de unos 4000 Km, ha-

ciendo que el problema de espacio, sea incluso más difícil (Ver Figura 21). Ya que en el área del Caribe, el norte y el sur se supone que han girado hacia la derecha, y hacia la izquierda, respectivamente, para convertirse en la tendencia este, oeste de las Antillas Mayores, las Antillas Holandesas y Venezuela, manteniendo sólo 850 Km de tendencia norte en el arco de las Antillas Menores [Keith H.J., 2005].

La rotación de tal arco es geométricamente imposible. Un arco de subducción tiene sus raíces en la placa sobre la que cabalga. Las secciones giratorias podrían más bien haber sido desacopladas y deslizadas hacia atrás reduciendo la Placa Caribe, o la placa tendría que someterse a una intenso plegamiento interno. La Placa Caribe no se pliega, es muy extendida [Diebold, J., Driscoll, N et al 1999]; [Driscoll, N. W., y J. B. Diebold 1999]. El desacoplamiento requeriría subducción de hasta 3000 Km en la Placa Caribe formada bajo los segmentos del arco giratorio. No hay evidencia de grandes cantidades de placa subducida en el norte y sur de las Antillas Holandesas y las Antillas de Venezuela. No hubo vulcanismo para registrar dicha actividad [Keith H.J., 2005].

Improbabilidad geométrica de la entrada de la Placa Caribe entre las Américas

A unos 70 Km de convergencia Norte-Sur entre el Norte y América del Sur se supone que se ha producido en el Eoceno Medio Maastrichtiano [Pindell et al 1988], lo que implica que el Caribe entró en un angosto gap. Diagramas que ilustran la entrada de la Placa Caribe entre las Américas muestran el movimiento NE a finales del Cretácico-Paleoceno, seguido de movimiento hacia el este [Pindell, J.L. y Dewey, J.F. 1982], y fuerte convergencia NO-SE con América del Sur desde el Eoceno [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990]; [Pindell, J.L., 1993]. Esto implica hasta un ángulo de 90° de cambio en la dirección del movimiento de la placa (Ver la parte (a) de la Figura 17). En

detalle, los diagramas muestran la placa tomando progresivamente el cambio de dirección a la entrada en la ubicación del sistema interamericano; el borde de salida de la placa conserva su tendencia NO y la migración NE mientras que el borde se mueve hacia el este. Eso no es posible sin mayor deformación interna de la placa (la tendencia NO de extensión seguida de la compresión). Los datos muestran que la placa ha experimentado sólo tendencia de extensión en dirección NE [Keith H.J., 2005].

[Pindell et al 1988] también mostraron el polo de rotación del Caribe moviendose S-SE desde 0,5$^{\circ}S$ (Eoceno medio), a 20$^{\circ}S$ (Oligoceno tardío) a 68$^{\circ}S$ (Finales del Mioceno medio). A menos que el comportamiento de la placa sea de forma plástica, esto no es posible sin tendencias de extensión intraplaca al norte y/o cambios importantes en la forma de interacción con las placas adyacentes. [Pindell et al 1988] evidencian la convergencia de norte a sur entre el Caribe y el noreste de América del Sur de casi 700 Km [Keith H.J., 2005].

América del Sur está a la deriva hacia el oeste (ver fallas de transformación en el Atlántico, [James, K.H. 2005a]), esto implica que la Placa Caribe se trasladó fuertemente hacia el sureste (arriba) relativa a Sur América. Datos de GPS sólo muestran movimiento relativo hacia el este [Keith H.J., 2005].

Improbabilidad geométrica de la rotación de Chortís

Diagramas que ilustran la entrada de la Placa Caribe entre las Américas muestran lo improbable de la migración de Chortís al SE, unida a la migración NE del borde posterior de la placa (Ver Figura 21). La Falla de Guayape $N35^{\circ}E$ de Honduras y la falla de Río Hondo se asocian con sedimentos del rift jurásico [Mills, R.A., et al 1967]. Son paralelas al esfuerzo regional (interamericano) Jurásico y argumentan en contra de la rotación de los bloques. Cuando la falla del margen oriental del Bloque Maya está alineada con el lineamiento este San Andreas de Chortis (alrededor $900Km$ de desplazamiento sinestral), las fallas

del Jurásico también se alinean. El desplazamiento se debió a movimientos hacia el oeste de América del Norte (Maya incluido), en lugar de movimiento hacia el este de Chortís [James, K.H. 2005a].

Estos bloques continentales, Maya y Chortis, siempre han estado en el extremo occidental de la región Caribe y una brecha bastante amplia de la Placa Caribe que pasa a través de la región centroamericana nunca ha existido [Keith H.J., 2005].

La similitud entre las aguas de las placas Banda, Escocia, y la Placa Caribe tienen un origen similar, las placas Banda y Escocia son formadas por expansión in situ (Ver Figura 22)

Las placas Escocia, Banda y el Caribe tienen 800 Km de ancho, 3000 Km de largo, placas elongandose de este a oeste situadas entre grandes bloques continentales. Tienen tendencia norte, sur de subducción relacionada con arcos volcánicos en sus extremos oriental y tendencias NO altas en sus extremos occidentales. Los límites norte y sur se caracterizan por rumbo deslizamientos y pull-apart [Keith H.J., 2005].

Las cortezas oceánicas Banda y Escocia son conocidas por haberse formado en su lugar. Mientras que el tejido de la difusión de la Placa Caribe ha sido enmascarado por basaltos, el de las placas Escocia y Banda es evidente y muestra tendencia NE de dorsales oceánicas que se extienden en el oeste y norte, sur, además dorsales oceánicas en el este. La analogía entre la Placa de Escocia y Caribe lleva a suponer que los altos de Beata y Aves eran crestas de expansión [Keith H.J., 2005]. En este orden de ideas es posible comparar los mapas de esfuerzos en cada una de las áreas, estableciendo la posible similitud en el conjunto de fuerzas generalizadas.

Un origen in situ de la Placa Caribe da cuenta de forma simple

de la geología regional

Un argumento importante para el origen in situ de la Placa Caribe es que tiene capacidad para dar cuenta en términos simples de la geología regional [James, K.H. 2005a].

El Caribe compartió su historia con las áreas vecinas presentes. Lo simple, en la historia in situ es que no requiere ningún cambio de polaridad en la subducción, no hay punto caliente ni pluma mantelar, sin grandes rotaciones de los arcos de islas o bloques continentales, sin placa principal (1000 Km) sin grandes cambios en la migración de la placa y sin grandes cambios en la dirección de migración. Esto contrasta bruscamente con los geométricamente improbables e innecesariamente complejos modelos del Pacífico [Keith H.J., 2005].

Los argumentos propuestos para apoyar un origen Pacífico para la Placa Caribe no son suficientes para cerrar la discusión. La entrada de una placa derivada del Pacífico podría ser poco probable, geométricamente compleja y con eventos altamente diacrónicos. Estos podrían haber incluido cambios en la dirección de subducción, cambios en la dirección de la migración de la placa, mayor migración de la placa (1000 Km), mayor rotación de las grandes partes de un arco de islas, grandes rotaciones de los bloques Maya y Chortis y el desarrollo diacrónico de depósitos flysch/wildflysch cuando la placa entró y interactuó con los elementos vecinos. El desplazamiento Neógeno del Caribe en relación con las cantidades del sur y norte América no es más de 300 Km. El modelo in situ es simple y factible. El modelo del Pacífico es complejo y menos probable [Keith H.J., 2005].

Paleoreconstrucciones realizadas para la Placa Caribe utilizando el software del proyecto $ODSN$

Al tomar en cuenta determinados parámetros en un programa computacional, es posible realizar paleoreconstrucciones de una determinada zona de interés, teniendo en cuenta las dudas generadas por las paleoreconstrucciones realizadas se estableció contacto con el Dr. Emanuel Soding, perteneciente al equipo $ODSN$[26], quien comenta que el resultado de las mismas es fuertemente influenciado por los datos con los cuales se cuenta, en este orden de ideas recomienda el uso de diferentes herramientas que se van actualizando continuamente y se pueden encontrar en el sitio http://gmt.soest.hawaii.edu/ el producto obtenido se presenta al final de este Capítulo.

Consideraciones

Aunque la argumentación presentada anteriormente con miras a dar cuenta del origen y evolución de la Placa Caribe resulta bastante ilustrativa, es clara la necesidad de contar con argumentos físico matemáticos que permitan realizar modelos cuantitativos correlacionados con los resultados experimentales, modelos que no necesariamente serán más complejos sino más formales y autoconsistentes entre sí, cumpliendo con los principios de complementareidad y sencillez postulados por la Física. En este orden de ideas se plantea a continuación una cadena de razonamientos que en primer lugar permitirian el cálculo del tensor del momento de inercia $\vec{\vec{\iota}}$, relacionado con la movilidad y rotación de la placa en cuestión, correlacionado a su vez con el modelo de Fuerzas, y que llevaría posteriormente a la hipótesis de un modelo estocástico global y generalizado de la interacción entre placas tectónicas.

Para calcular el tensor del momento de inercia $\vec{\vec{\iota}}$ de una placa tectónica (continente, placa litosférica) es necesario contar con datos gravimétricos distribuidos según la latitud θ y la longitud ϕ del globo terrestre; expresando éstas en coor-

[26]Ocean Drilling Stratigraphic Network

denadas esféricas es posible realizar un ajuste (interpolación) y presentar la masa como si estuviera distribuida de manera continua por la superficie de la esfera dentro de los límites de la placa.

Tal procedimiento permitiría encontrar el centro de masa CM, el cual estaría en la parte cóncava de la placa (cáscara). Dependiendo de las dimensiones de ésta, el centro de masa CM yacería aproximadamente sobre la placa, o se distanciaría considerablemente. Una proyección radial daría el origen del sistema de coordenadas respecto del cual se haría el cálculo de las componentes del tensor.

Los ejes conviene orientarlos así: el eje X' por el paralelo correspondiente, el eje Y' hacia el norte actual geográfico y el eje Z' radialmente hacia afuera. La integración para obtener las componentes se podría realizar mediante la función delta de Dirac, considerada en coordenadas esféricas.

Entonces, el movimiento de la placa se describiría así: la posición sobre el globo por las coordenadas θ y ϕ en radianes de la proyección del centro de masa CM y los giros de la placa por el ángulo entre el eje Y' y el respectivo meridiano, tomando como sentido positivo las direcciones éste y norte geográficas. El sistema de coordenadas del marco fijo con origen en el centro de la Tierra podría tener sus ejes de manera convencional: el eje X pasando por Greenwich, el eje Y perpendicular a éste y al eje de rotación de la Tierra y Z alineado con el eje de rotación (desde luego, la orientación es la estándar, siempre giros contra las manecillas del reloj).

Está claro que el marco fijo K no es inercial, sin embargo se tendría en cuenta solamente la rotación propia, mientras que los recorridos alrededor del Sol y precesiones se dejarán aparte. El reloj del marco K sería un cronómetro puesto en marcha en el momento geológico actual. De este modo, se abre la doble posibilidad de describir hacia el pasado (para cotejar resultados con datos) y hacia

el futuro, para hacer predicciones. El cuerpo de referencia del marco K sería el núcleo terrestre.

Si es aceptable la anterior descripción, se pueden entonces introducir las interacciones entre el flujo convectivo y la placa en consideración como así también entre ésta y otras vecinas a través de Lagrangianos de interacción elaborados con base en conceptos ya existentes, y utilizando datos empíricos para ajustar mediante algorítmos computacionales sus parámetros[27]. La forma geométrica (contorno) de la placa se describiría a partir de la proyección del centro de masa CM utilizando coordenadas polares en el marco $K^{'}$ y proyectando el contorno sobre la esfera así como se hace tal procedimiento en la trigonometría esférica. Esto equivaldría presentar $\theta^{'}$ en función de $\phi^{'}$. Es poco probable que haya una placa tan partícular (en forma de media luna) donde la proyección del centro de masa CM quede por fuera del contorno de ésta.

Dentro del desarrollo temporal, las interacciones flujo convectivo-placa y placa-placa podrían describirse con ayuda del formalismo de las cadenas de Markov, puesto que los procesos ocurren de manera lenta, por lo menos en el caso de la interacción placa-placa, sería suficiente considerar cadenas discretas. La única dificultad consistiría en la necesidad de usar la teoría de la medida lo que, en caso tal es sorteable.

Cadenas de Markov

Las cadenas de Markov son utilizadas para analizar tendencias y predicciones, tienen diversas aplicaciones en los negocios, la Sociología, las Ciencias Físicas y la Biología.

El método de las cadenas de Markov consiste en emplear la información probabilística en el análisis de tendencias con el fin de predecir sus resultados. Los

[27]Dr. Plamen Neytchev Nechev, 2012-2013, comunicación personal.

árboles de probabilidad son útiles para analizar las tendencias y las matrices, para resumir los árboles de probabilidad y simplificar los cálculos. Como alternativa de los árboles de probabilidad, las matrices facilitan el trabajo.

Por definición, una cadena discreta de Markov es una sucesión de variables aleatorias $\{X_n\}_{n=0}^{\infty}$ donde, las probabilidades de que cada miembro X_n de la sucesión, tenga un valor concreto de los predeterminados depende solamente del valor realizado para la variable aleatoria X_{n-1}. Desde luego, para cualquier inicio el valor X_0, no depende de la variable aleatoria dentro de la misma cadena sino que es postulado[28].

En este orden de ideas el objetivo de este trabajo es mostrar una argumentación basada en términos de probabilidad, no se puede afirmar que la teoria propuesta dará una respuesta afirmativa o negativa, se dirá que los resultados tendrán un menor o mayor peso probabilístico, por ejemplo, es posible considerar que no es clara la migración de la Placa Caribe desde el punto caliente de Galapagos, sin embargo es posible describir las probabilidades de ocurrencia de los posibles caminos de migración y compararlas, que además de algunos hechos adicionales permitirian refutar o reafirmar uno de los posibles caminos de migración.

De esta manera el origen y evolución de la placa Caribe no será descrita de forma determinista (Laplaciana). En el momento en el que interactúan dos placas las condiciones iniciales son las tres coordenadas iniciales nuevas las tres velocidades iniciales nuevas y las seis componentes del momento de inercia nuevo porque pudo haber algún tipo de deformación debido a la interacción, en realidad esto es suficiente para iniciar la descripción clásica (determinística) hasta la siguiente interacción, en este orden de ideas se puede hablar de las cadenas de Markov de la forma $\{X_n\}_{n=0}^{\infty}$. Al hablar de un proceso estocástico, en partícular de Markov el subíndice n es continuo, cuando se tiene el evento

[28]En el caso de las cadenas continuas el subíndice es una variable continua.

partícular de tener casos discretos se considera una cadena, el proceso tiene una dimensión cuando las variables aleatorias son de una sola dimensión y es multidimensional cuando se tienen varias dimensiones, finalmente el proceso es discreto o continuo (cadena) cuando la distribución de esta variable aleatoria es discreta.

En este caso se tiene una cadena de Markov porque los instantes de interacciones (colisiones-choques) son discretos, no se repiten con una periodicidad definida, sin embargo la dimensión es 12 ya que luego de cada interacción se tienen diferentes parámetros, coordenadas, velocidades y componentes del momento de inercia $I_{i,j}$.

Los eventos $A, B, C \in E$ es decir $A, B, C \subset \Omega$ y las probabilidades $P(A), P(B), P(C) \in \mathbb{I} = [0, 1]$. Luego $X_n(\omega) \in \mathbb{R}^{12}$, donde $\omega \in \Omega$ siendo este el evento elemental.

$$\mathbb{R}^3 \times \mathbb{R}^3 \times \mathbb{R}^6,$$

el primer $\mathbb{R}^3$ corresponde a los ángulos, coordenadas θ, φ, ψ; el segundo $\mathbb{R}^3$ que corresponde a las velocidades angulares $\theta^{'}, \varphi^{'}, \psi^{'}$, y $\mathbb{R}^6$ asociado a las seis componentes del tensor $\overset{\Rightarrow}{\iota}$[29].

Fundamentos físicos del modelo de interacción

La propuesta del presente trabajo es que el cálculo del tensor de momento de inercia $\overset{\Rightarrow}{\iota}$ debería ser abordado de forma numérica según los datos disponibles del área de estudio, en tanto que el torque Υ se puede establecer desde las

[29] $P(\{\omega\})$ no existe ya que Ω es continuo hay que manejar A para los cuales $P(A) = \int \rho(\omega)\mu(d\omega)$, donde μ es una medida. La distribución de las probabilidades $\rho_{n+1,\theta}, \rho_{n+1,\psi} \cdots \rho_{n+1,I_{33}}$ dependen solamente del estado n, más no de los estados previos $0, 1, \cdots n-2$. Para el estado inicial $n = 0$, estas distribuciones se asignan. Las densidades de probabilidad $\rho_n^{(n)}(\omega^{'}, \omega^{''})$ son negativas y $\int_\Omega \rho(\omega^{'}, \omega^{''})\mu(d\omega^{''}) = 1$, en donde:

$$\begin{pmatrix} P_{00} & P_{01} & P_{02} & P_{03} & \cdots \\ P_{10} & P_{11} & P_{12} & P_{13} & \cdots \\ P_{20} & P_{21} & P_{22} & P_{23} & \cdots \end{pmatrix} \longmapsto \rho(\omega^{'}, \omega^{''}) \tag{75}$$

teorías de modelos convectivos, ya que como una buena aproximación se puede suponer que anterior a la interacción el movimiento de la placa es únicamente influenciado por las corrientes convectivas, es decir que se tiene una dinámica en base al sistema de ecuaciones resultantes de (36), en este sentido se necesitan condiciones iniciales que serían dadas por las cadenas de Markov, los ángulos.

Suponiendo que el momento de inercia no cambia durante la interacción[30], se tendrán unas constantes, una interacción y unas derivadas que luego de la integración ofrecen las leyes de movimiento.

Las constantes de integración como se mencíonó anteriormente son dadas por las Cadenas de Markov, la forma de la interacción queda constante en el tiempo, cuando las placas interactúan la situación sigue tal cual, sin embargo al ser una interacción instantánea no hay afectación, unicamente en las condiciones iniciales.

Considerando la recta temporal, en donde se tienen intervalos abiertos para la interacción, en un determinado intervalo cabe la posibilidad de tener una dinámica determinista de las condiciones iniciales, antes de la interacción se tienen unas condiciones iniciales propias para cada intervalo, que corresponden al siguiente eslabón de la cadena y así de forma iterada.

Las condiciones iniciales no corresponden a un retículo, teniendo en cuenta la formulación clásica se ha de suponer una distribución de probabilidad continua y una cadena homogénea, buscando obtener los tres ángulos. Las cadenas de Markov darían cuenta de la desviación de los valores en los ángulos a través del tiempo, la cual se incrementaría, la dependencia del estado posterior se relaciona con la probabilidad subsiguiente. En caso general considerando una cadena de Markov, el único inconveniente por ejemplo al hablar de un ángulo, es en cuanto a la complejidad de afirmar que el ángulo en el momento de la

[30]Se destaca el hecho de estar considerando interacciones instantáneas.

interacción tiene un valor de x grados, luego la probabilidad será $x \pm 1$ grado y así continuamente, en este sentido no servirían las cadenas de Markov discretas, ya que no se esperaría un espectro discreto de los valores del ángulo. En principio se tendrá un rango de probabilidad alta, donde fuera de este la probabilidad cae.

En el caso de cadenas discretas se introduce el caso de un estado periódico, si todos los estados se dividen en clases y subclases y la cadena es irreducible, es decir que los estados no correlacionados no son tenidos en cuenta y si se tiene la información que un estado es periódico, entonces existe un teorema que muestra que todos los estados son periódicos, además existe un corolario que muestra que esta única clase se divide en subclases, este tipo de formalismo debiera ser estudiado con más detalle para su aplicación directa en este problema Geofísico (Ver Apéndice C).

Cuando se pasa por el período, ya que se está hablando en términos de probabilidad no hay la implicación de una trayectoria privilegiada para el movimiento de la placa, cuando se termina el período, la placa va pasando por otra trayectoria que está en otra posición, pero que también pertenece a sus propias subclases, en esta segunda opción no necesariamente pasa por los mismos ángulos y las mismas posiciones, y así sucesivamente con respecto a todas las trayectorias en consideración, al final los trayectos van a estar suficientemente cercanos los unos a los otros, más no necesariamente van ser las mismos. En el caso de la unión de las placas (Pangea) se tendría el estado periódico, teniendo los datos precisos de la separación y a partir de algunos teoremas (Ver Apéndice C) es posible hacer una reconstrucción completa (Ciclos de Wilson).

Ahora bien no es posible suponer que en la interacción entre las placas su forma y volumen se conservan en superficie, entonces además de obtener a partir de las cadenas de Markov los valores iniciales de las posiciones y las velocidades iniciales, las cadenas deberían dar la información de los momentos

de inercia, ya que luego de cada interacción los momentos de inercia también podrían cambiar[31]. En el esquema que proponemos el espacio de fases es de coordenadas y velocidades, análogo al que se trabaja en Mecánica clásica, pero ya que el modelo es más general va a contener las constantes correspondientes al momento de inercia, es decir es un espacio de fases de cadenas[32].

El espacio de fases en este caso seria en $\mathbb{R}^9$, el primer $\mathbb{R}^2$ serian las componentes donde se ubican las velocidades por θ y por ϕ y la velocidad del centro de masas, además de la proyección de la placa, que después de una interacción vienen por azar, finalmente el último $\mathbb{R}^1$ corresponden a la velocidad de giro alrededor del radio que pasa por el centro de masas, los otros $\mathbb{R}^6$ son las seis componentes del momento de inercia $\overset{\Rightarrow}{\iota}$, en este caso respecto del centro de masas de la placa. Para realizar una primera estimación se necesitan las coordenadas del centro de masas CM, y los datos de la masa, de esta forma se reduce a 9 la dimensión del espacio de probabilidades.

La aproximación a la que conducen las anteriores consideraciones para el tensor de momento de inercia con origen en el centro de masas CM, notado como $\overset{\Rightarrow}{\iota}^c$ es:

$$\overset{\Rightarrow}{\iota}^c = \begin{pmatrix} \iota^c_{11} & \iota^c_{12} & \iota^c_{13} \\ . & \iota^c_{22} & \iota^c_{23} \\ . & . & \iota^c_{33} \end{pmatrix}. \tag{76}$$

Para el tensor de momento de inercia con origen referido al centro de la Tierra se obtuvo:

$$\overset{\Rightarrow}{\iota}^{\approx}_{ik} = \iota^c_{ik} + m(a^2\delta_{ik} - a_i a_k) = \overset{\Rightarrow}{\iota}^{\approx}_{ij} = \iota^c_{ij} + \frac{Tr\,\overset{\Rightarrow}{\iota}^c}{2R^2}(r_0^2\delta_{ik} - x_0^i x_0^j) \tag{77}$$

[31]Debido por ejemplo a la subducción, tipo A o B.

[32]La pregunta es: ¿qué tipo de espacio de probabilidades debería usarse? en un caso particular no se puede hablar de que en la interacción de una placa con otra la velocidad cambia y tiene un valor exacto, se podrá decir el intervalo en el cual hay mayor o menor probabilidad del cambio, lo cual se debe manejar desde la teoría de la medida.

$$\overset{\Rightarrow}{\iota}^{\approx} = \begin{pmatrix} \iota_{11}^{c} & \iota_{12}^{c} & \iota_{13}^{c} \\ . & \iota_{22}^{c} & \iota_{23}^{c} \\ . & . & \iota_{33}^{c} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \iota_{11}^{0} & \iota_{12}^{0} & \iota_{13}^{0} \\ . & \iota_{22}^{0} & \iota_{23}^{0} \\ . & . & \iota_{33}^{0} \end{pmatrix}. \tag{78}$$

Tal que:

$$\overset{\Rightarrow}{\iota}^{\approx} = \begin{pmatrix} \iota_{11}^{c} + \frac{Tr\overset{\Rightarrow}{\iota}^{c}(y_0^2+z_0^2)}{2R^2} & \iota_{12}^{c} - \frac{Tr\overset{\Rightarrow}{\iota}^{c}x_0y_0}{2R^2} & \iota_{13}^{c} - \frac{Tr\overset{\Rightarrow}{\iota}^{c}x_0z_0}{2R^2} \\ . & \iota_{22}^{c} + \frac{Tr\overset{\Rightarrow}{\iota}^{c}(z_0^2+x_0^2)}{2R^2} & \iota_{23}^{c} - \frac{Tr\overset{\Rightarrow}{\iota}^{c}y_0z_0}{2R^2} \\ . & . & \iota_{33}^{c} + \frac{Tr\overset{\Rightarrow}{\iota}^{c}(x_0^2+y_0^2)}{2R^2} \end{pmatrix}. \tag{79}$$

Las coordenadas del centro de masas CM pueden ser presentadas de la siguiente forma[33]:

$$\begin{aligned} x_{CM} = \int ds\rho x = \int ds\rho\sqrt{R^2-y^2-z^2} = R\int ds\rho\sqrt{1-\frac{y^2+z^2}{R^2}} \\ \approx R\int ds\rho\Big[1-\frac{1}{2}\Big(\frac{y^2+z^2}{R^2}\Big)\Big] \approx \int ds\rho\Big[R-\frac{1}{2}\Big(\frac{y^2+z^2}{R}\Big)\Big] \\ \approx R\int ds\rho - \frac{1}{2R}\int ds\rho(y^2+z^2) = Rm - \frac{\iota_{11}}{2R}, \end{aligned} \tag{80}$$

de forma análoga $y_{CM} = Rm - \frac{\iota_{22}}{2R}$ y $z_{CM} = Rm - \frac{\iota_{33}}{2R}$.

Además:

$$\sum_{i=1}^{3}\iota_{ii} = \int \rho ds\Big[y^2+z^2+z^2+x^2+x^2+y^2\Big] = \int ds\rho(2R^2) = 2R^2m. \tag{81}$$

Tal que:

$$m = \frac{\sum_{i=1}^{3}\iota_{ii}}{2R^2}, \tag{82}$$

que corresponde a la masa de la placa, estando este término presente en la ecuación (77), confirmando así la relación entre el tensor de momento de inercia, la geometría y movilidad de la placa.

[33]Teniendo en cuenta la siguiente expansión en series de potencias, en el cálculo en cuestión se asume la aproximación a orden uno: $\sqrt{1-\chi} \approx 1 - \frac{1}{2}\chi - \frac{1}{8}\chi^2 - \frac{1}{16}\chi^3$

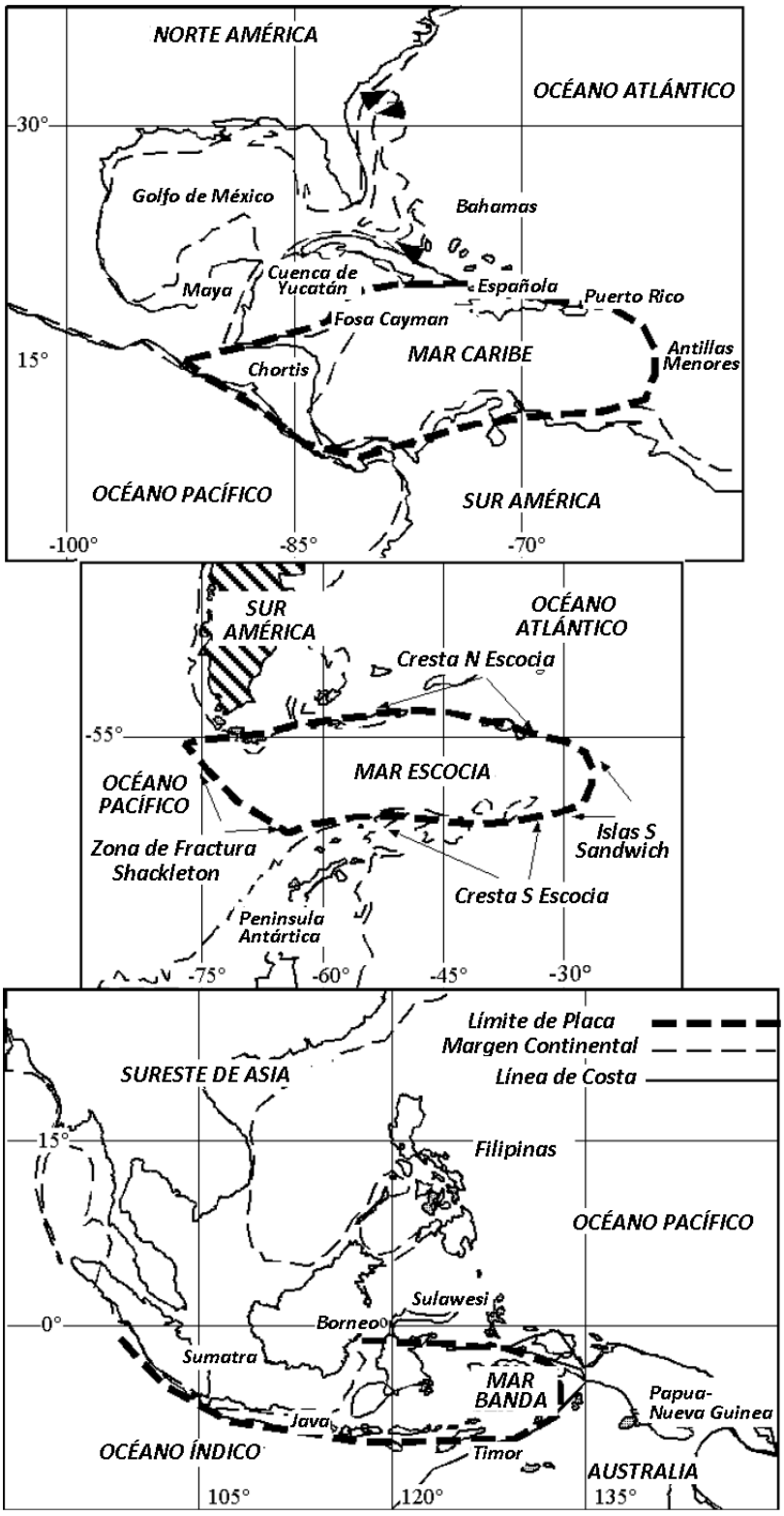

Figura 22: Las áreas del Caribe, Escocia y Banda son notablemente similares en forma y dimensión. Escocia y la corteza oceánica Banda es conocido que se formaron en el lugar, imagen modificada de [Keith H.J., 2005].

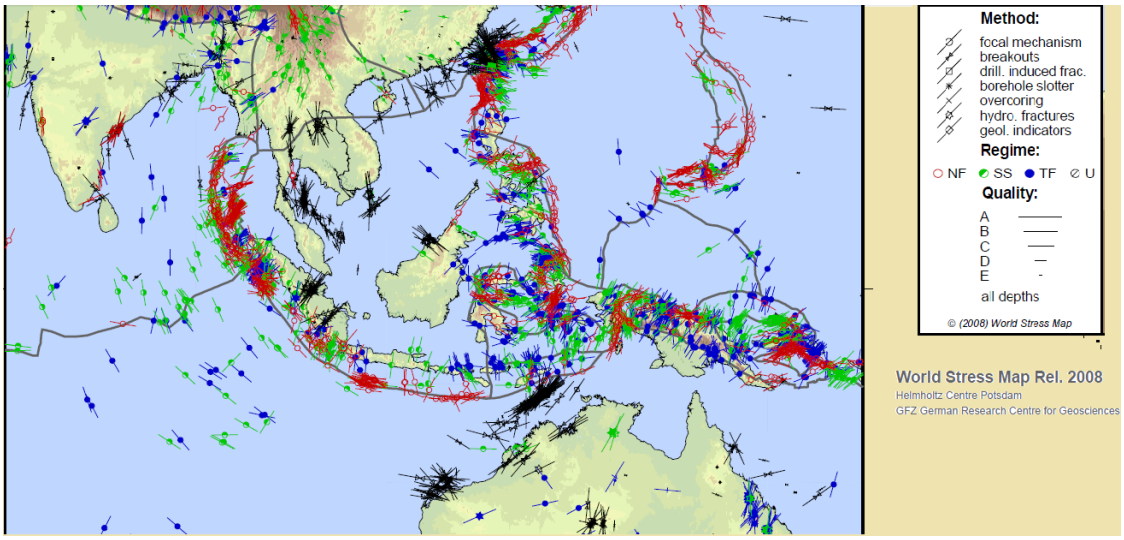

Figura 23: Mapa de esfuerzos Timor oriental, imagen construida y modificada desde [Heidebach et al 2008].

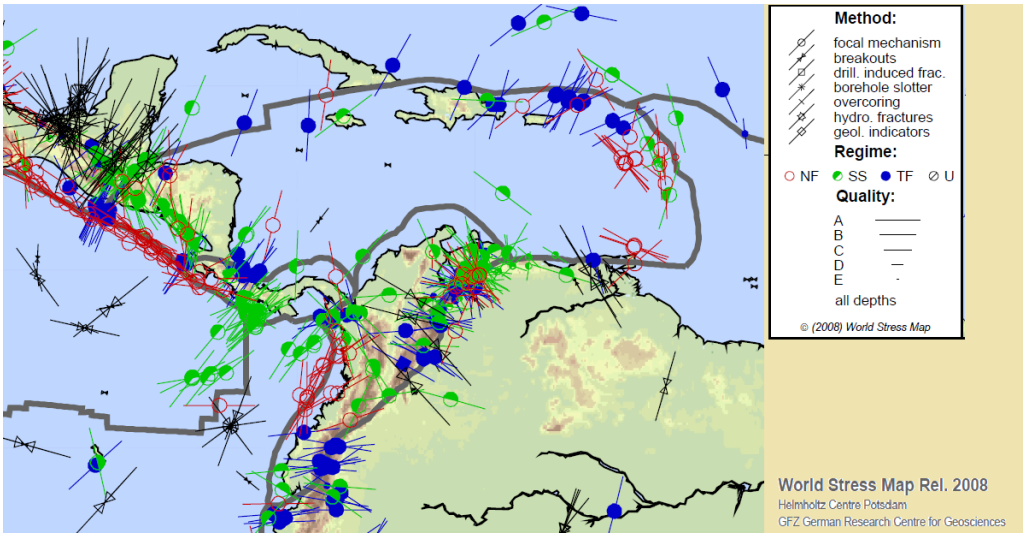

Figura 24: Mapa de esfuerzos de Caribe, imagen construida y modificada desde [Heidebach et al 2008].

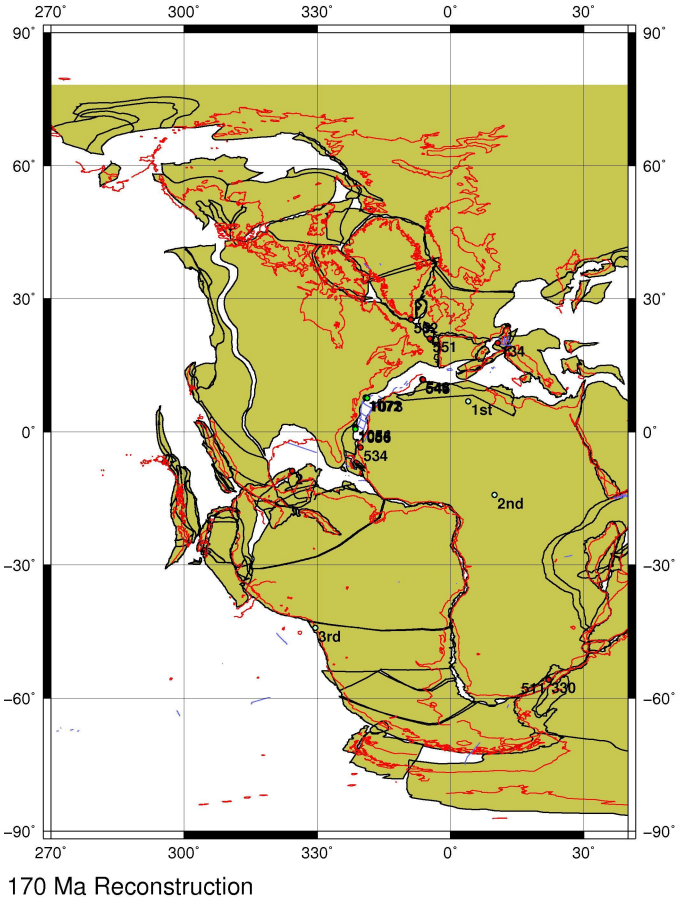

Figura 25: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Jurásico $\approx$ 170 Ma. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

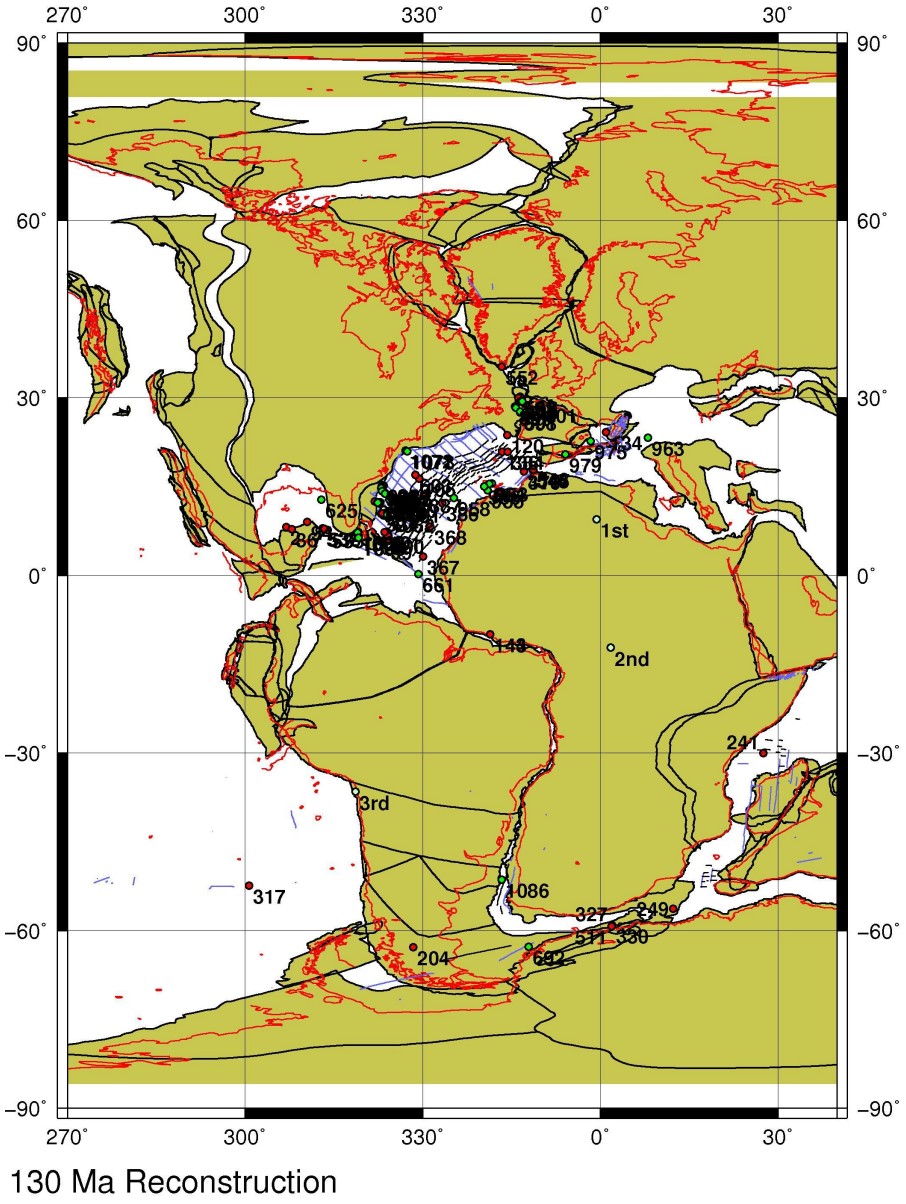

Figura 26: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Cretácico $\approx$ 130 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

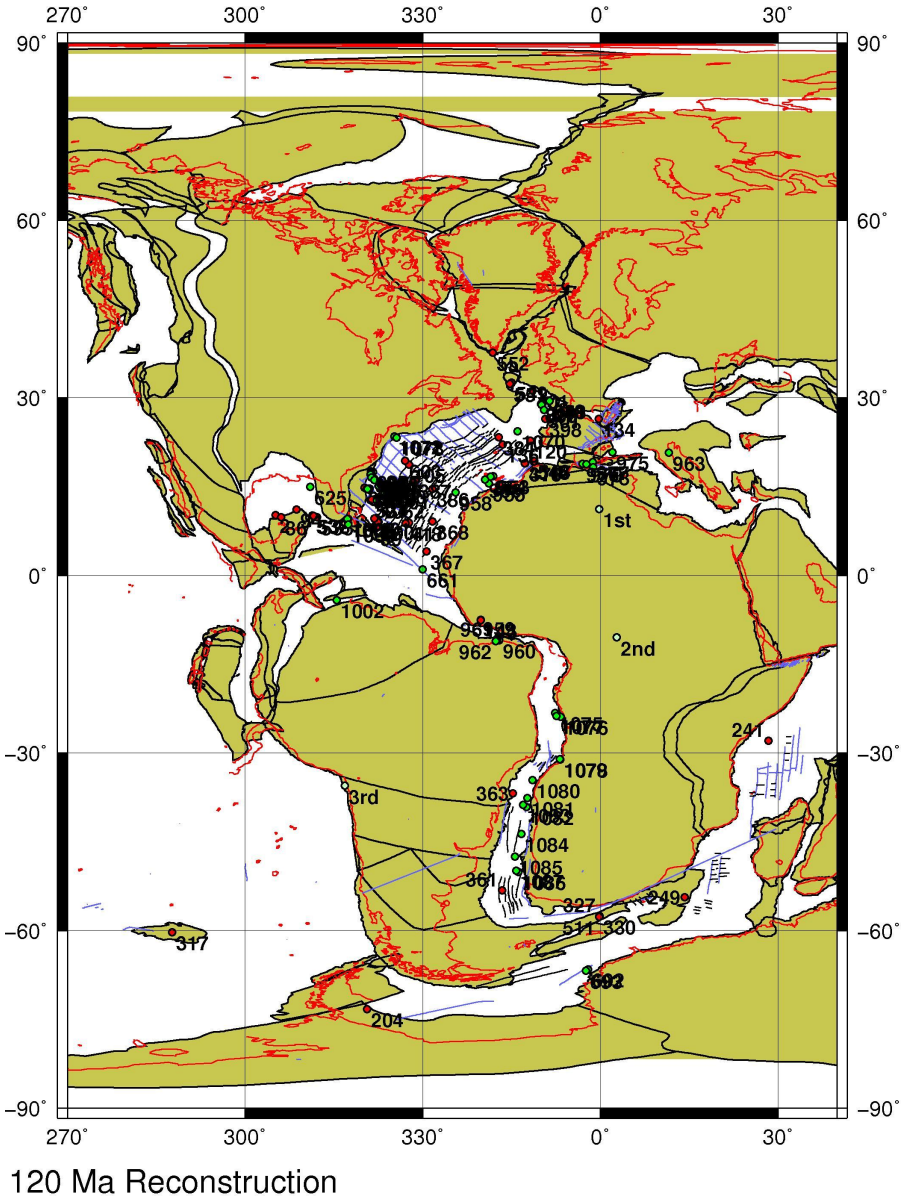

Figura 27: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Cretácico $\approx$ 120 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

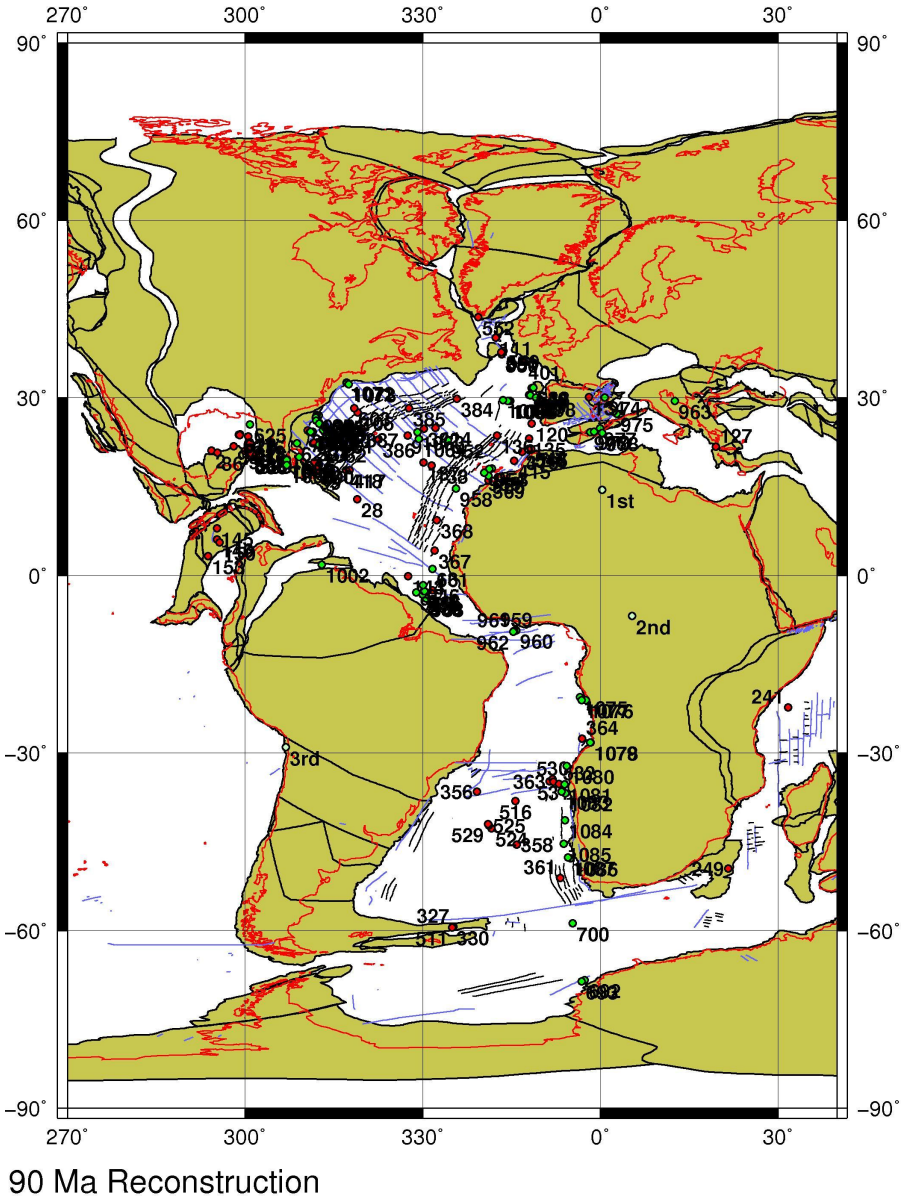

Figura 28: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Cretácico $\approx$ 90 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

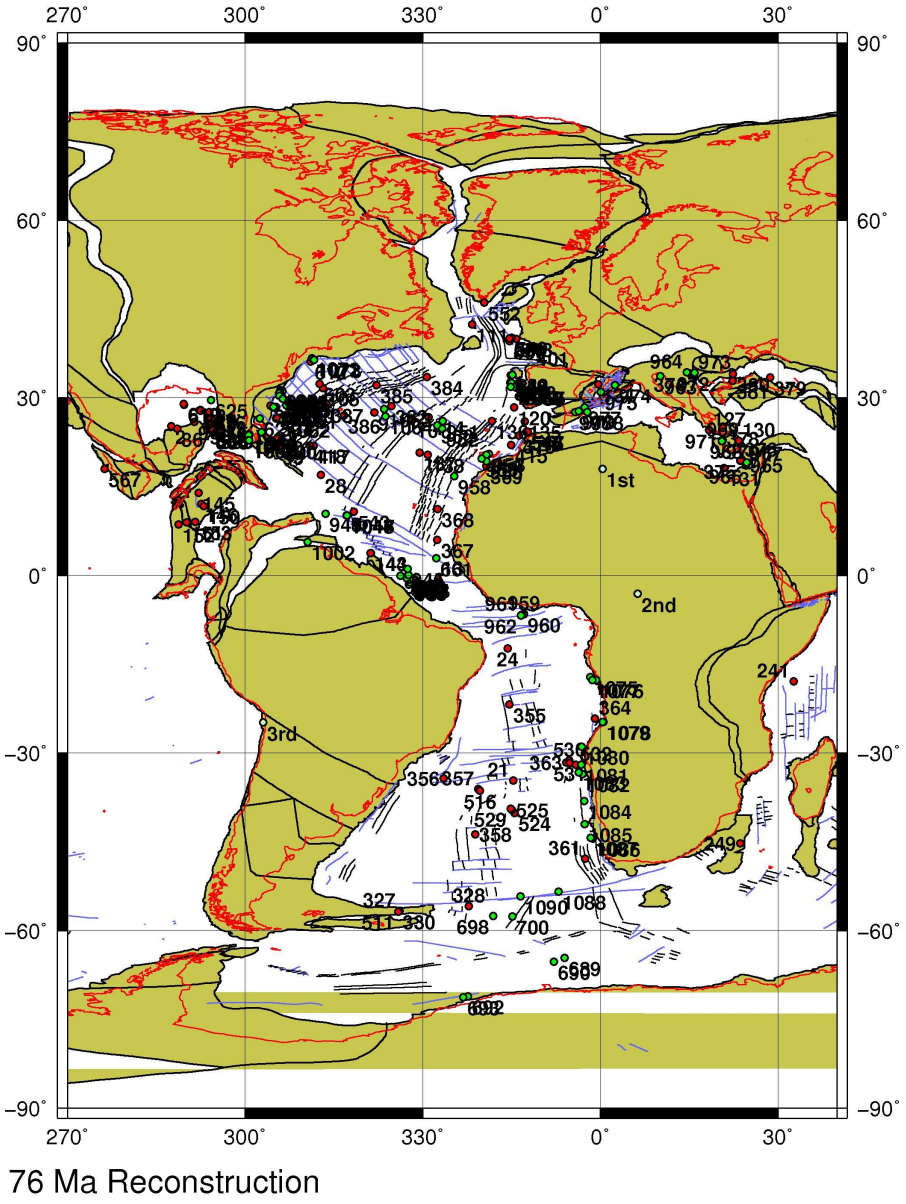

Figura 29: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Cretácico $\approx$ 76 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

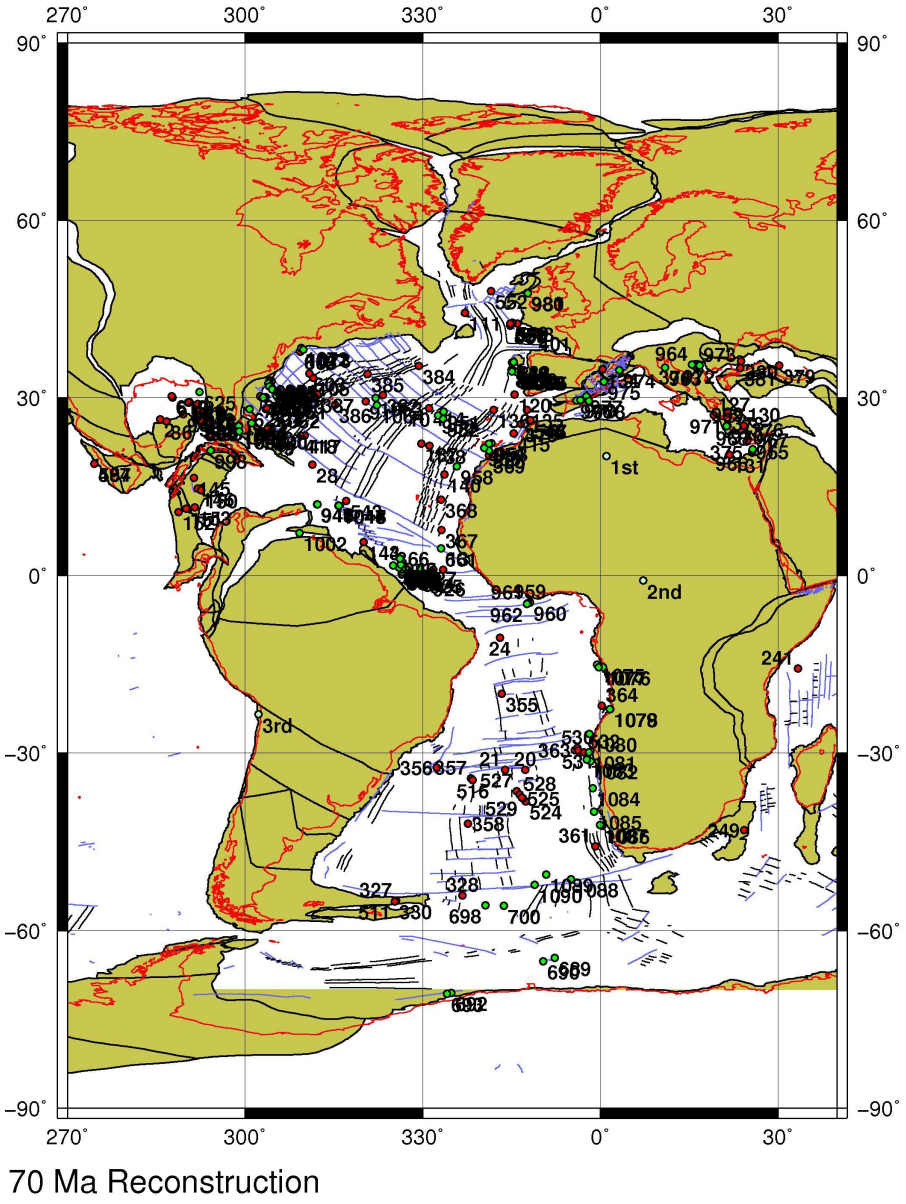

Figura 30: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Cretácico $\approx$ 70 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

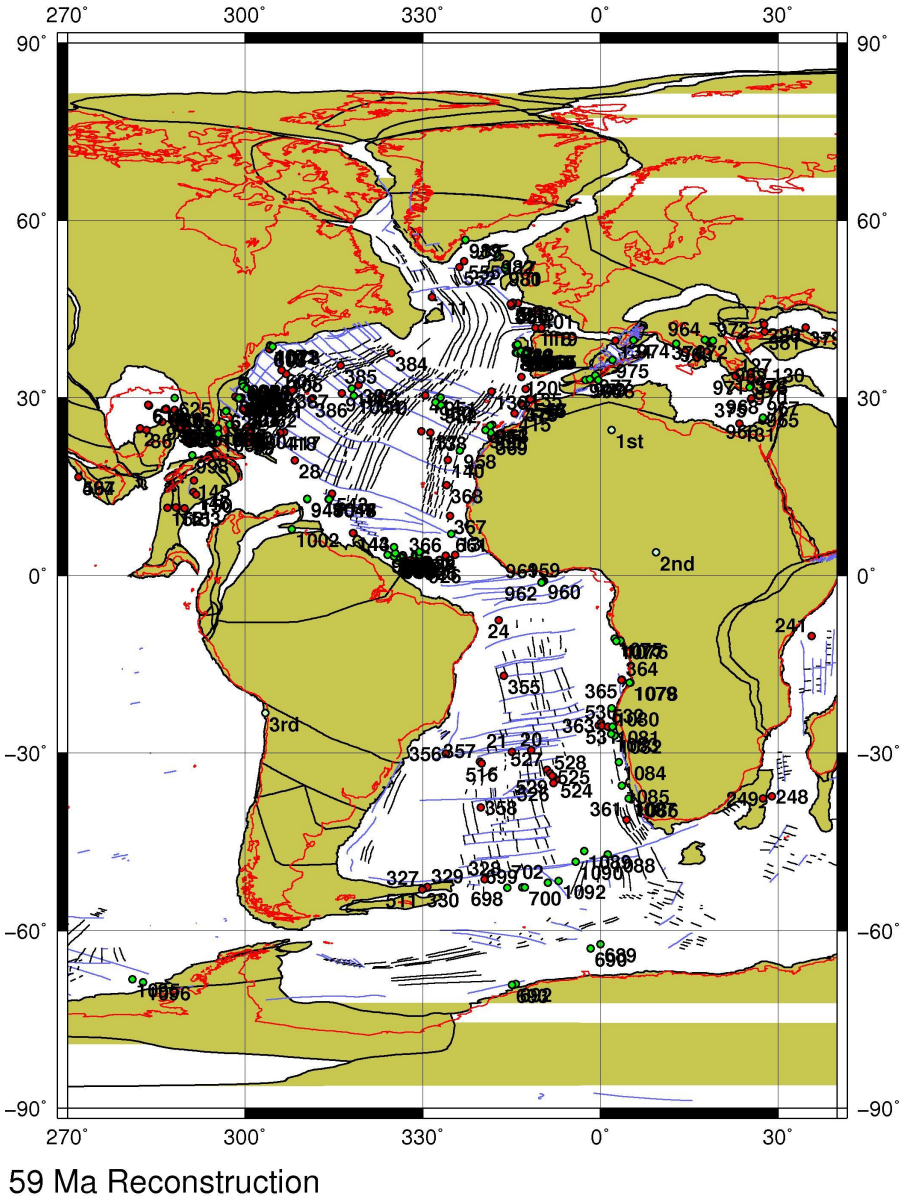

Figura 31: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Paleoceno $\approx$ 59 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

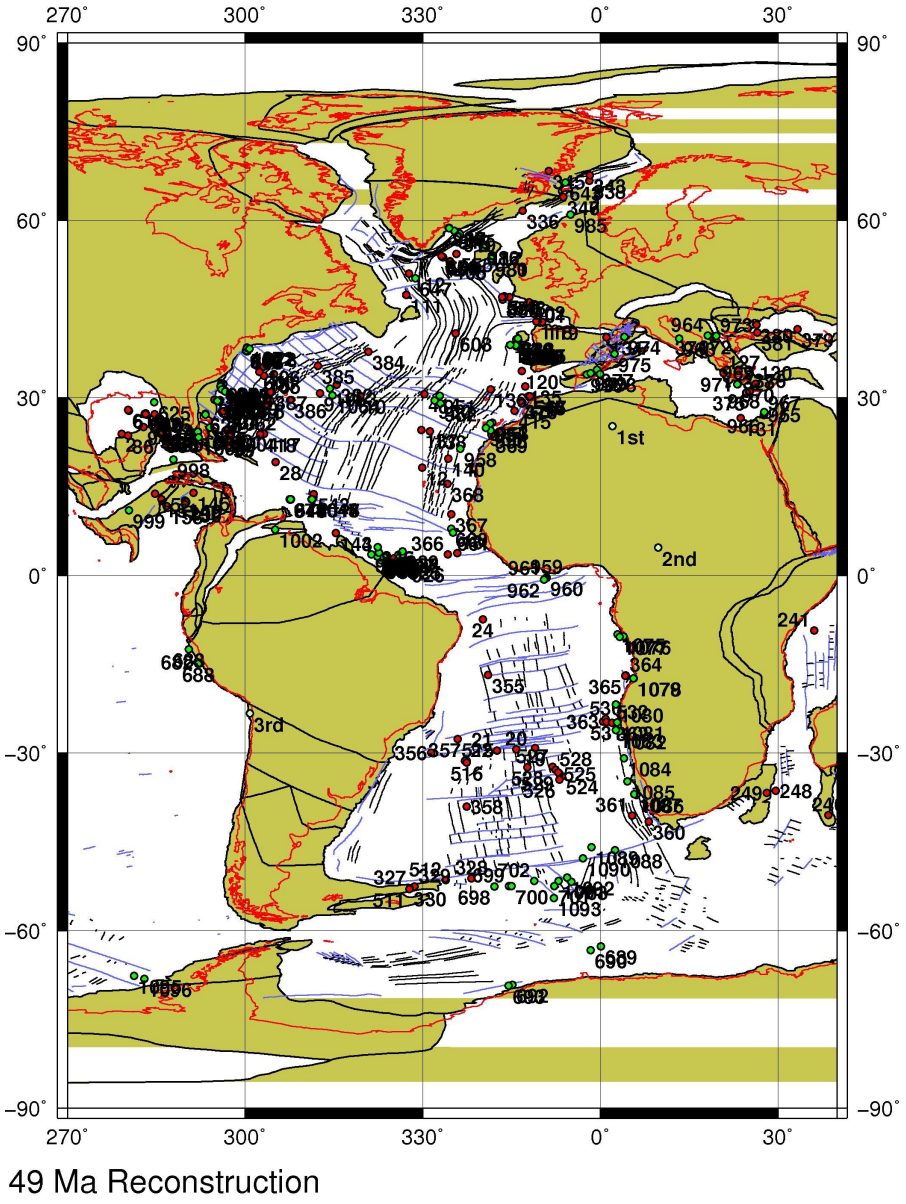

Figura 32: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Eoceno $\approx$ 49 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

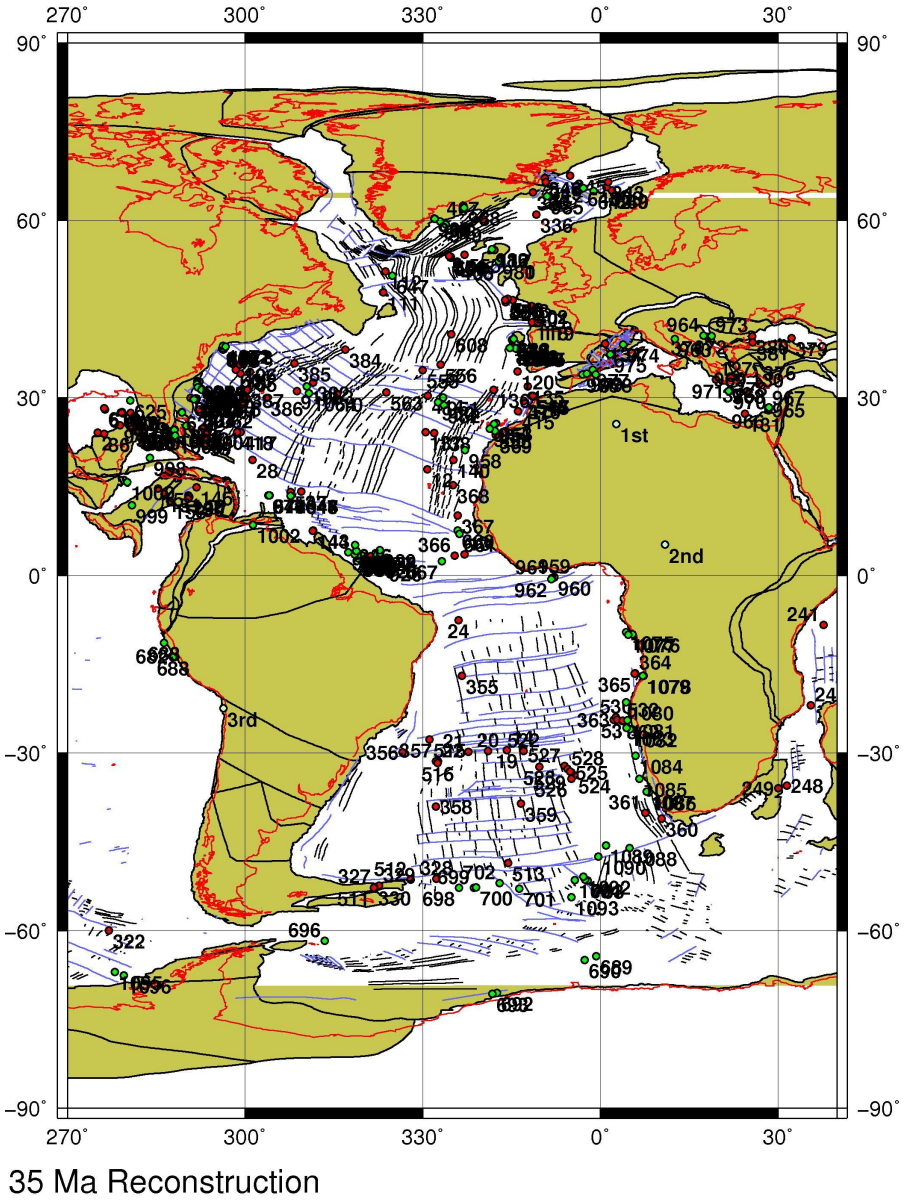

Figura 33: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Eoceno $\approx$ 35 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

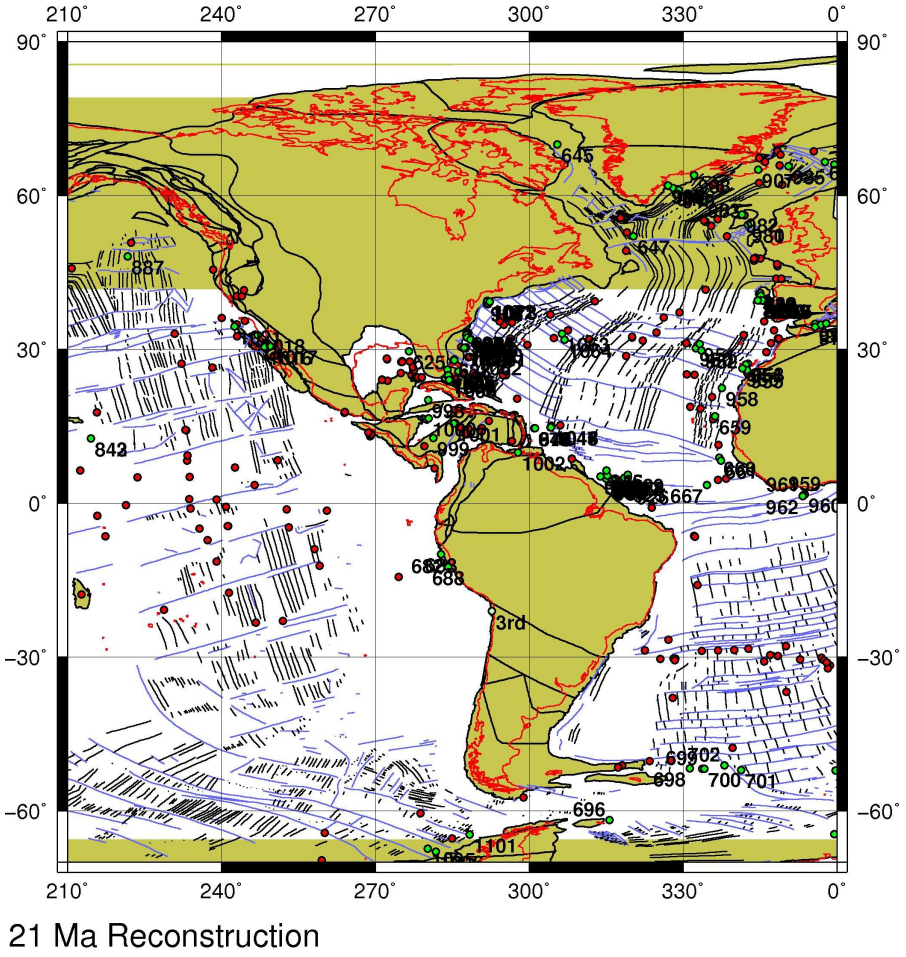

Figura 34: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Mioceno $\approx$ 21 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

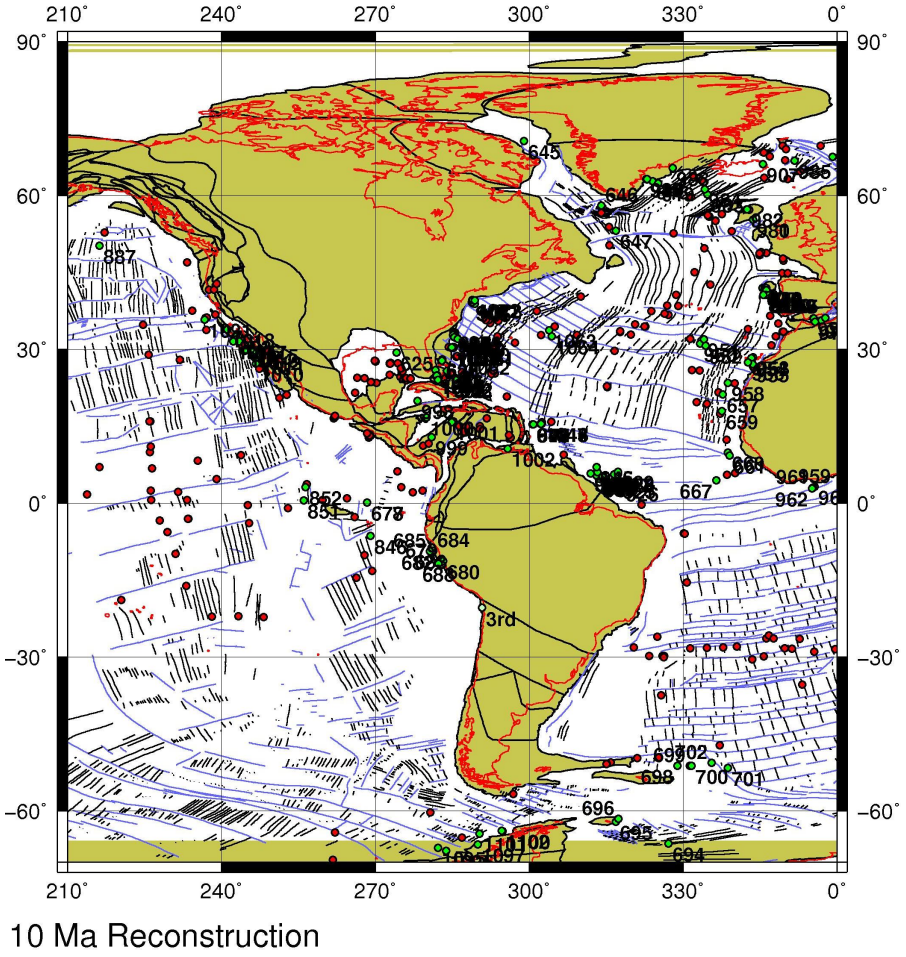

Figura 35: Paleoreconstrucción realizada para la Placa Caribe utilizando el software ofrecido por el *ODSN* en la página de internet www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html: Mioceno $\approx$ 10 *Ma*. Imagen obtenida de http://www.odsn.de.

Conclusiones

Como resultado de la investigación realizada en el presente trabajo especial de grado se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- Se ha establecido una relación entre el tensor de momento de inercia y la deformación en la frontera entre dos placas tectónicas. En tal sentido se ha llegado a expresiones que muestran de forma explicita tal relación, derivando el tensor de momento de inercia a partir de la Mecánica Lagrangiana, dando cuenta de la interacción entre placas desde la cinemática y la dinámica.

- Frente al objetivo específico de analizar cuales son los factores que determinan el tensor del momento de inercia de una placa tectónica, se concluye que el tensor de momento de inercia puede usarse para caracterizar la distribución de masa, geometría y movilidad de una placa tectónica. En el estudio realizado se puede evidenciar la complejidad en el establecimiento del tensor de inercia correspondiente, sin embargo se ha podido establecer una hipótesis basada en un tratamiento estocástico en donde de hace uso de las cadenas de Markov para dar cuenta de la posible evolución espacial y temporal de las placas tectónicas.

- Frente al objetivo específico de analizar cuales son los factores que determinan el tensor del momento de inercia de una placa tectónica, se obtuvieron expresiones que muestran de forma explicita la forma general del tensor de momento de inercia, y su dependencia con la densidad y geometría de la placa. Se estableció la transformación de las componentes del tensor de momento de inercia en diferentes marcos de referencia.

- Frente al objetivo específico de estimar el patrón de esfuerzos de interacción entre dos placas de diferentes dimensiones se realizó un estudio en detalle de algunos modelos realizados en el caso de la Placa Caribe, describiendo las fuerzas que actúan en la misma, además de un modelo de esfuerzos y rotaciones.

- Frente al objetivo específico de ahondar sobre la relación entre el movimiento relativo entre la Placa Caribe y Suramericana fue posible establecer una posible evolución geodinámica de la Placa Caribe en términos de la influencia de las placas vecinas y otros factores, desde estudios previos y conjeturas que permiten pensar en la formulación de un modelo estocástico con miras a dar cuenta de tal evolución.

Apéndices

Apéndice A

Otros argumentos a favor de un origen Pacífico para la Placa Caribe

[Pindell, J.L. 1991] y [Pindell, J.L., 1993], [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990] encabezan la lista en cuanto a los argumentos que apoyan el modelo Pacífico, concluyendo que la evidencia era abrumadora a favor de tal origen. Algunos de estos han sido modificados o abandonados y los nuevos argumentos han evolucionado [Pindell, J.L. 2001], [Pindell, J. y Kennan, L. 2003]. En las siguientes secciones, se considerarán los argumentos de [Pindell, J.L. 1991]; [Pindell, J.L., 1993]; [Pindell, J.L., et al 2002]; [Pindell, J. y Kennan, L. 2003], posteriormente se realiza un análisis de los mismos.

Argumentos de [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990] y [Pindell, J.L. 1991], [Pindell, J.L., 1993]:

La Cresta de Aves y las Antillas Menores, representan un límite superior del Cretácico-reciente (Ca. $90\ Ma$**), registro de subducción de la Placa Atlántico debajo del Caribe oriental. La migración mínima relativa de la placa ha sido** $ca.\ 1000\ Km$

Existe una gran cantidad de trabajos ([Meyerhoff, A.A. y Meyerhoff, H.A. 1971]; [Freeland, G.L. y Dietz, R.S. 1972]; [Bouysse, P. 1988]; [Maury, R.C., et al 1990]; [Bouysse et al 1990]; [Pindell, J.L. 1991]; [Pindell, J.L., 1993]; [Bird et al 1999];

[Iturralde-Vinent, M. y MacPhee, R. 1999]) que discuten la Cresta de Aves (Ver la Figura. 18) en términos de un arco volcánico del Cretácico tardío que fue abandonado en el Eoceno, ya sea como subducción de saltó a las Antillas Menores en el sur, o cuando se formó la Cuenca de Granada ante arco o intra arco. [Pindell, J.L., 1993] supuso que el arco de Aves estaba orientado al este debido a su forma convexa hacia el este, y la ausencia de un prisma de acreción a lo largo de su flanco oeste. Nota que no hay evidencia de un prisma de acreción al este, tampoco, y no hay ninguna indicación de una fosa de subducción [Keith H.J., 2005].

La Cresta de Aves atraviesa el Caribe oriental desde el margen de la plataforma venezolana hacia las Islas Vírgenes. Tiene su origen en el sur como una estrecha cresta, con tendencia NE. Su flanco oriental continúa esta tendencia a alrededor del $14^{\circ}N$ donde se corre al norte, paralelo a su flanco occidental muy lineal. Norte y este de 15°, el alto topográfico se amplía en un abanico volcaniclástico, con NE-SO estructural y grano magnético [Bird et al 1999], derivado desde el norte de las Antillas Menores. Los flancos este y oeste parecen ser controlados por fallas [Holcombe, T.L., et al 1990].

En 1984, Bouysse escribió que el Aves Swell ha sido enigmático siempre, pero hay un amplio acuerdo que la cresta era una antigua estructura de arco de islas [Keith H.J., 2005].

Sin embargo, no hay ninguna prueba de que la cresta es un arco volcánico. Se ha muestreado directamente sólo por dragado y dos perforaciones $DSDP$ [Fox, P.J., Schreiber, E. y Heezen, B.C. 1971]; [Nagle, F. 1972]; [Bouysse et al 1985], este último sólo incursionó sedimentos del Plio-Pleistoceno.

[Fox, P.J., Schreiber, E. y Heezen, B.C. 1971] describieron las muestras de dragado de diabasa, basalto y meta-basalto que dió fechas de 60 Ma.

También fue encontrada Granodiorita entre estas muestras, con edades K-Ar del Senoniano inferior, Senoniano superior, y la parte superior del Paleoceno [Keith H.J., 2005]. [Fox, P.J., Schreiber, E. y Heezen, B.C. 1971] consideró que este material indica el margen norte de América del Sur. La cresta fue sustentada por rocas graníticas de finales del Mesozoico y pedestales de núcleos de origen volcánico (muestras de dragado basálticas). [Bouysse et al 1985] reportaron que el dragado de los 15 bancos o crestas de la cordillera recuperaron material volcánico sólo de tres de ellos. [Holcombe, T.L., et al 1990] resumió que la estructura de la corteza y los tipos de las rocas ígneas encontrados sugieren fuertemente que la Cresta de Aves es todo un arco de islas extinto [Keith H.J., 2005].

El "intra-arco", o "ante arco"de la Cuenca Granada separa la Cresta de las Antillas Menores. Allí hay por lo menos cinco modelos para el origen de esta cuenca [Bird et al 1999]. Todos ellos aluden al esparcimiento de crestas [Keith H.J., 2005]. Dependiendo del modelo, estos van en orientación de este, oeste a norte, sur. De hecho, no hay pruebas, ya sea para el esparcimiento o para las crestas. [Bouysse, P. 1988] señaló que las anomalías magnéticas en la cuenca son bajas en amplitud y no tienen un patrón claro. La edad de la cuenca no se conoce, sólo se calcula que sea Paleógeno en base a las mediciones de flujo de calor y la profundidad del basamento [Bouysse et al 1990].

La Cuenca de Granada (como la Cresta de Aves) es divisible en partes, norte y sur en torno a la latitud $15^{\circ}N$, la latitud aproximada de contacto entre Norte y Sur América en el Atlántico. La tendencia NE al sur de la cuenca contiene de 2 a 9 Km de sedimentos, que se engrosan hacia el sur. [Bouysse, P. 1988] señaló que la Cuenca de Granada se formó a través de la tectónica extensional que también estructuró el Aves Swell, teniendo un escalón en el flanco oriental. Llegó a la conclusión de que la cuenca sur era oceánica, mientras que la zona norte fue probablemente un arco rifted. Todos los datos sugirieron la existencia de un un sistema de arco único (Arco del Caribe Mesozoico) Mesozoico

tardío, que incluyó las Antillas mayores, menores, las Antillas Holandesas, Venezolanas, y la Cresta de Aves [Keith H.J., 2005].

Propuso que la propagación hacía el norte de la Cuenca de Granada ante arco separaba la cresta de las Antillas Menores. Sin embargo, tal cuenca debería reducirse al norte y la Cuenca de Granada es simétrica.

[Fox, P.J., Schreiber, E. y Heezen, B.C. 1971] observaron que la Cresta de Aves parecía ser una parte más gruesa de la parte de 2-3 Km de espesor 6, $3\frac{Km}{s}$ capa de la Cuenca Venezuela. [Bouysse, P. 1988] nota que la corteza de la Cuenca de Venezuela y Colombia es de tres capas, con la siguiente estructura de velocidades: $3,2$-$5,0$, $6,0\frac{Km}{s}$ a $6,3$, y $7,0$-$7,3\frac{Km}{s}$. La corteza de la Cuenca de Granada es también de tres capas, con velocidades de $5,3$, $6,2$ y $7,4\frac{Km}{s}$. Los patrones similares no son compatibles con los modelos de una joven, Cuenca de Granada intra-arco/ante-arco [Keith H.J., 2005].

En resumen, la Cresta de Aves y la Cuenca de Granada tienen orígenes inciertos. De ninguna manera aportan pruebas de un origen Pacífico de la Placa Caribe [Keith H.J., 2005].

El componente oceánico de la Fosa Caimán y el reacoplamiento de (extendido) Cuba, La Española, Puerto Rico y la Cresta de Aves indican, al menos, 1000 Km **de movimiento sinestral entre el Caribe y Norte y Sur América (y por lo tanto la Placa Atlántico)**

El movimiento entre la Placa Caribe y América del Norte hoy en día se produce a lo largo de un límite sinestral rumbo deslizante este, oeste desde las Antillas Mayores hasta Centro América. La Fosa de Caimán es generalmente vista como una cuenca sinestral pull-apart [Keith H.J., 2005].

Para algunos, la Fosa Caimán es fundamental en discusiones de la historia

Placa Caribe. [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990] afirman: "Una gran cantidad de desplazamiento a lo largo de la Fosa Caimán (más de 800 Km) es especialmente importante en la limitación modelos para la evolución del Caribe. El concepto de la Placa Caribe originandose en el Pacífico y entrando en la brecha de América del Norte y Sur antes del Eoceno depende de esta interpretación [Keith H.J., 2005].

Si se supone que las estimaciones más pequeñas de offset, en una formación in situ de la Placa Caribe (entre Norte y Sur América). "Desde que el pequeño movimiento relativo se ha producido entre Norte y Sur América desde el Eoceno, el desplazamiento sinestral de Caimán implica igualdad en el desplazamiento dextral a lo largo del límite sur de la placa [Keith H.J., 2005].

Las estimaciones de los desplazamientos relacionados con la fosa están en el intervalo de 150 a 1400 Km [Kesler, S.E. 1971]; [Pindell, J.L. y Dewey, J.F. 1982], [Sykes, L.R., Mc Cann, W.R. y Kafka, A.L. 1982], [Wadge, G., y K. Burke 1983]; [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990]. Las profundidades típicas de la corteza oceánica caracterizan 980 Km de la fosa [Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990]. Una extensión adicional de 70-100 Km se refiere a bloques con zonas de fallas (de arco o material continental) en el oeste y el este [Keith H.J., 2005].

[Bowin, C.O. 1968] y [Dillon, W.P. y Vedder, J.G. 1973] creen que la parte oriental de la fosa comenzó a formase durante el Cretácico tardío o Paleoceno. Trabajos posteriores enfatizan la apertura del Eoceno [Keith H.J., 2005].

[Ross, M.I. y Scotese, C.R. 1988] propusieron que la apertura de la fosa es cuantificado por el movimiento a lo largo de la zona norte del límite de la Placa Caribe y la zona fronteriza limitada por el movimiento de la placa relativa a las placas circundantes [Keith H.J., 2005].

Estudios del flujo de calor y profundidad del basamento señalaron que la aper-

tura se inició en el Eoceno. Sin embargo, las edades a partir de mediciones de flujo de calor no son concluyentes y [Ross, M.I. y Scotese, C.R. 1988], declaró: "Sugerimos que la cuestión del flujo de calor de la Fosa Caimán debe ser dejado de lado hasta que nuevas y mejores medidas sean obtenidas". En 1993, Rosencrantz sugirió que la apertura de la Fosa Caimán registra movimientos de placas más locales que regionales y no se podrían utilizar para el seguimiento del movimiento relativo de la Placa Caribe y Norte Americana (una vista modificada pasada por alto por la literatura subsiguiente) [Keith H.J., 2005].

La extensión occidental de Caimán, desplazamiento sinestral cruza Centroamérica

En este caso, los bloques Maya y Chortis son separados a lo largo del Malpaso, Motagua-Polochic Megashear: un sistema de fallas en Honduras, Guatemala y adyacentes a México ([Anderson, T.H. y Schmidt, V.A. 1983]; [Guzm n-Speziale, M. 1989]). El movimiento sinestral a lo largo de estos se produjo variadamente a partir del Jurásico, migrando hacia el sur (Falla Santa Cruz, Jurásico, Falla de Malpaso en el Cretácico tardío-[Viniegra, O.F. 1971]; Falla de Motagua, a mediados del Terciario; [Burkart, B. 1983]), estructuras Laramide restauradas compensadas por desplazamientos de 130 Km a lo largo de la Falla Polochic de Guatemala (El desplazamiento comenzó alrededor de 10 Ma, con una tasa de aproximadamente $1,3\ \frac{cm}{año}$) [Keith H.J., 2005].

Estas observaciones sugieren que el mayor desplazamiento sinestral entre el Caribe y Norte América (Fosa de Caimán) ocurrieron antes del plegamiento "Laramide". En un artículo separado [James, K.H. 2005a] hace hincapié en que la mayor parte del desplazamiento relativo este, oeste entre Norte y Sur América se desarrolló durante el Jurásico-Cretácico temprano, distribuido en latitudes caribeñas. La Fosa Caimán puede haber sido el locus de gran parte de este desplazamiento [Keith H.J., 2005].

[Ten Brink, U.S., Coleman, D.F. and Coleman, W.P. 2001] interpretan la fina corteza en la parte distal de la fosa como transicional, formada por la atenuación extrema sin esparcimiento organizado del fondo marino, mientras que la parte proximal formada por acreción cortical en un esparcimiento lento de la dorsal mid oceánica. La única cresta de esparcimiento identificada en el área del Caribe se encuentra en el centro de la fosa. [Rosecrantz, E 1993], [Leroy, S., et al 2000] reconocen dos tipos principales de anomalías magnéticas en la fosa. Un conjunto más joven es perpendicular y se asocia con el centro de expansión, este se ajusta a los movimientos de la placa actual y se tienen registros de 6 nuevas anomalías (Mioceno temprano). Los anteriores conjuntos de anomalías en el este y oeste no se ajustan a los movimientos de las placas actuales [Keith H.J., 2005].

Las anomalías asociadas con la cresta (lenta) varían en gran forma y sus amplitudes son bajas, lo que condujo a [Leroy, S., et al 2000] a escribir: "Así, las características formas en las anomalías magnéticas son difícilmente reconocibles aquí, lo que hace que el reconocimiento de ciertas anomalías sean cuestionables". En resumen, las anomalías en Caimán no revelan el inicio de la apertura [Keith H.J., 2005].

La Cresta Caimán y las paredes de la Fosa Caimán caen al sur del segmento cubano del arco volcánico del Cretácico. Los modelos Pacífico pueden haber estado siguiendo el arco desde un conjunto oceánico. [Dillon, W.P. y Vedder, J.G. 1973] llegan a la conclusión de que el basamento acústico de la cresta consiste en rocas continentales. El oeste de la Cresta Caimán tiene corteza de espesores con proporciones casi continentales y una susceptibilidad magnética baja, similar a los bloques del margen de Honduras Británica. [Perfit, M.R. y Heezen, B.C. 1978] reportaron rocas clásticas dragadas desde las paredes de la fosa. Ellas incluyen brechas volcánicas, conglomerados, areniscas, argilitas, material del lecho rojo, greywacke y arcosa. La presencia de material continental en la Cresta Caimán y a lo largo de las

paredes de la Fosa Caimán, regla que deja fuera el origen Pacífico de esta zona [Keith H.J., 2005].

En resumen: la mayoría del desplazamiento en Caimán se produjo entre América del Norte y la región del Caribe durante el Jurásico superior - Cretácico inferior, esto no implica desplazamiento a lo largo de los límites de placas del sur del Caribe [Keith H.J., 2005].

La sismicidad y la tomografía sísmica muestran un buzamiento-oeste distinto en la zona de Benioff del Atlántico que se extiende por lo menos 1200 Km **debajo del este del Caribe**

[McCann, W.R. y Pennington, W.D. 1990] resumen estudios de sismicidad en la región del Caribe. Sismicidad de profundidad intermedia indica la penetración de la litósfera de América por lo menos 200 Km por debajo de las Antillas Menores [Keith H.J., 2005].

[Van der Hilst, R 1990] resumió que sus estudios tomográficos obtuvieron imágenes de las Antillas Menores, zona de subducción por debajo de las zonas sísmicas a una profundidad de 600 Km. También declaró que "... los resultados tienen necesariamente un carácter preliminar y las discusiones y conclusiones deben ser consideradas en forma tentativa". Su interpretación de losas inclinadas, como anomalías de velocidad, como cortes transversales a través de la imagen borrosa de la litósfera subducida del Atlántico por debajo del Caribe oriental "fue una hipótesis de trabajo". La tomografía sísmica no prueba cualquier cantidad de subducción [Keith H.J., 2005].

Hay una frontera entre las placas del Norte y Sur América en las latitudes caribeñas. Desde Norte América se ha movido constantemente al oeste con relación a América del Sur (y el Caribe) desde el Albiano, la subducción se ha producido en las Antillas menores durante mucho tiempo. Esto no se traduce

en una migración hacia el este de la Placa Caribe [Keith H.J., 2005].

La estratigrafía del Cretácico del área Caribe se puede dividir en una suite proto-Caribe, que comprende el basamento pre-Mesozoico con sedimentos rift del Jurásico, sedimentos cretácicos y estanterías clásticos foredeep (no volcánicas) y una suite Caribe volcánica. Los dos se yuxtaponen en la actualidad en cinturones ofioliticos circum-Caribe pero debe haberse formado en lugares espacialmente separados

Dos provincias de orígenes continental y oceánica/volcánica, existen sin duda. Es cierto que se formaron en diferentes ubicaciones, esto no requiere que una se haya formado en el Pacífico. A medida que la Placa Caribe se movió en su lugar Diacrónico, se formaron cuencas flysch (Guatemala, Campaniano, norte de Cuba, Cretácico tardío-Eoceno, zona de Maracaibo, Eoceno, Oriental Venezuela, Mioceno) [Keith H.J., 2005].

En 1997 se enfatizó en los depósitos coeval flysch/wildflysch formados a través del margen septentrional de América del Sur durante el Paleógeno. Una versión ampliada de este documento, [James, K.H. 2005b] resume numerosos casos de dichos depósitos en el Caribe, Colombia, Ecuador y Perú. Registrados en forma regional, la interacción coetánea de compresión entre la Placa Caribe que emplaza el arco volcánico y las rocas oceánicas a lo largo de rocas con márgenes continentales [Keith H.J., 2005].

Esto no se relacionó con el paso diacrónico de una Placa Caribe migrando. La interacción diacrónica entre el Caribe y las placas vecinas ocurrida sólo desde el Oligoceno-reciente y es registrada por la migración hacia el este, la compresión, subsidencia de la cuenca antepaís y pull-apart [James, K.H. 2000]; [Draper, G. 1999].

El espacio pre-Albiano entre Norte y América del Sur fue demasiado pequeño como para haber albergado una (Probablemente) Placa Caribe Jurásico

Esta observación se basa en dos supuestos. En primer lugar, que el área Jurásico Caribe tenía las mismas dimensiones que la actual placa y segundo, que el área de modelado pre-Albiano es correcta. [Diebold, J., Driscoll, N et al 1999] presentó evidencia sísmica que muestra como la Cuenca Venezuela se comprime extensionalmente adelgazando la corteza oceánica, engrosada por dos fases de extrusión volcánica, la última produciendo el suave horizonte marino B''. [Bowland, C.L. y Rosencrantz, E. 1988] presentó datos similares de la cuenca colombiana en una meseta occidental, localmente limitada por lomas volcánicas, tiene un carácter suave. El horizonte B'' está estrechamente fechado en 88-90 Ma; Sitios DSDP Leg 15). Por lo tanto, mientras que la corteza original del Caribe puede haberse formado durante el Jurásico, la extensión puede haber continuado hasta el Cretácico tardío. En un documento separado, [James, K.H. 2005a], muestra que la extensión norte, sur Cretácico de la cresta Medio Atlántica tenía probablemente consecuencias extensionales significativas para el Caribe. Las reconstrucciones de movimientos de las placas en [James, K.H. 2005a] indican que en el presente día la Placa Caribe podría haber sido acomodada en algún momento entre el final del Jurásico y el Cretácico tardío [Keith H.J., 2005].

Tendencias estructurales truncadas y un arco Paleógeno truncado (Sierra Madre Occidental) del SO de México (Oaxaca) son continuas, en un desplazamiento sinestral, en el Bloque Chortis de América Central. Este último rotó a una posición al sur de, y suturó, al Bloque Maya junto con la Placa Caribe en el Cenozoico

[Donnelly, T.W., et al 1990] discuten los bloques Maya (Yucatán) y Chortís del norte de Centroamérica. Ellos se unen a lo largo de la zona de falla de

Motagua, a lo largo del rumbo del margen sur de la Fosa de Caimán. Principalmente filitas y esquistos de facies de esquistos verdes son conocidos de esta zona [Keith H.J., 2005].

[Donnelly, T.W., et al 1990] hacen hincapié en que la mayoría de los modelos de esta región no admiten la pequeña cantidad de datos disponibles para limitar las posibilidades. Varios modelos muestran el Bloque Chortis originario de: el centro Golfo de México, frente a la Península de Yucatán, en el Golfo de Honduras, en su posición actual, a lo largo de la costa suroeste de México, en la costa noroeste de Sur América, o en el Océano Pacífico. La costa SO del modelo de México tuvo credibilidad debido a que el basamento y la estratigrafía del Mesozoico muestran claras afinidades entre los bloques de Chortís y Oaxaca (México) [Keith H.J., 2005].

Según [Donnelly, T.W., et al 1990], la sutura ocurrida en el Cretácico superior-Eoceno temprano, registrada por el grupo Sepur flysch/wildflysch (En realidad Paleoceno-Eoceno medio en edad; ver [James, K.H. 2005b]). Los modelos Pacífico muestran la migración NE de la Placa Caribe en este tiempo. Es geométricamente imposible para el Bloque de Chortis haber migrado hacia el sureste y luego hacia el este para entrar en la región de América Central en el mismo tiempo (Ver Figura 21). En un documento separado [James, K.H. 2005a], muestra que los bloques Maya y Chortis son simplemente restos de compensación sinestral de Pangea continental en América central. Esto no niega las afinidades geológicas de Oaxaca y Chortís. Lo que niega es la rotación del Bloque de Chortís y el paso de la Placa Caribe a través del área centroamericana [Keith H.J., 2005].

Provincias faunísticas Shelfal en la región Caribe-México estuvieron separadas hasta el Campaniano [Johnson, C. y Kauffman, E. 1989], cuando se fusionaron como resultado de la yuxtaposición tectónica, presumiblemente en relación con la migración al oriente de la Placa

Caribe entre las Américas (un cuello de botella entre Colombia y Yucatán)

El concepto aquí es que el Gran Arco formó un vínculo topográfico entre Centroamérica continental y América del Sur, ya que entró en la región del Caribe [Keith H.J., 2005].

Se resumen varias discordancias, incluyendo un evento del Campaniano ocurrido alrededor del Caribe [Mattson, P.H. 1984] [1] [Keith H.J., 2005].

El modelo Pacífico no puede dar cuenta de estos eventos regionales que comparten la Placa Caribe y sus vecinos.

[Montgomery, H. 1992] identificó agua fría Radiolaria del Jurásico tardío que sólo puede provenir del Pacífico

En 1994, [Montgomery, H. 1992] observó que el género radiolariano Praeparvicingula y Parvicingula implica palaeolatitudes mínimas de 22°-$30^{\circ}N$ o S del ecuador. Su presencia en dos fragmentos del Caribe Jurásico (Complejo basal; La Dásirade; Bermeja Complex, Puerto Rico) sugieren una translación significativa de estos componentes. Un tercer fragmento Jurásico (Complejo Duarte, La Española) tiene un origen ecuatorial, compartido también por el Complejo Bermeja. El material más antiguo (Pliensbachiense) se produce en Puerto Rico. Se afirmó que se han formado en el ambiente de alta mar antes de que existiera la corteza oceánica entre el Norte y América del Sur [Keith H.J., 2005].

[Montgomery, H., et al 1994] concluyeron que la paleogeografía radiolariana es totalmente incompatible con cualquier modelo fijista Caribe. Esto haría parecer que se debe salir de la opción de rechazar el modelo fijista, modificando la

[1] Existe un gran número de trabajos al respecto: [Khudoley, K. y Meyerhoff, A. 1971]; [Lundberg, N. 1983]; [Beets, D.J, et al 1984]; [Bowland, C.L. y Rosencrantz, E. 1988]; [Donnelly, T.W., et al 1990]; [Echevarria-Rodriguez, G., et al 1991], entre otros

paleografía radiolariana. Más racional sería reconocer que la corteza oceánica en el Golfo de México-Cuenca de Yucatán-Fosa Caimán-Caribe nunca se ha datado en tal lugar y se mantiene sin fecha [Keith H.J., 2005].

El radiolario ocurre en las islas del noreste del margen Caribe, junto a la corteza Jurásica central Atlántico. Por último, los radiolarios son planctónicos y pueden ser transportados a grandes distancias [Keith H.J., 2005].

[Stainforth, R.M. 1969] discute la importancia de la profundidad (3-8Km) en trincheras del Mesozoico temprano en Venezuela y postuló el Triásico hasta principios de la separación del Cretácico de América del Norte y Sur América. Según [Viniegra, O.F. 1971] las cuencas de sal mexicanas y el Golfo de México probablemente comenzaron su existencia durante el Triásico. [Salvador, A. 1987] sugirió que la Sal Louann más gruesa era acomodada por un graben importante con tendencia este, NE a través del golfo, con tendencia con los grabens del Triásico tardío-fosas del Jurásico temprano del sureste de Norte América. [Bartolini, A. y Larson, R.L. 2001] estimaron que la corteza oceánica más antigua Atlántico Central, no es mucho más joven de 200 $\pm$ 4 Ma la separación del supercontinente comenzó en el Pliensbachiense-Toarciano (190-180 Ma). [Iturralde-Vinent, M.A. 2001]; [Iturralde-Vinent, M.A. 2002] señaló que las similitudes entre los diversos grupos de Animales jurásicos de Tethys occidental y los del sudoeste del Pacífico sugieren conexiones marítimas desde el Sinemuriano [Keith H.J., 2005].

El material estudiado por [Montgomery, H., et al 1994] sugiere que la corteza oceánica existió entre las Américas a principios del Jurásico. [Pindell, J.L. 2001] argumentó (encuentros en Río de Janeiro y Stuttgart (2000), La Habana y Leicester (2001) y Guatemala (2002) discutió el debate Caribe. Resúmenes de páginas web en Internet ofrecen información actualizada sobre los argumentos que apoyan el modelo Pacífico. [Pindell, J.L., et al 2002]; [Pindell, J. y Kennan, L. 2002] también proporcionan dicha actualización) de

nuevo, se resumen a continuación los argumentos [Keith H.J., 2005].

Los modelos que derivan el Caribe desde el Pacífico explican la geología regional del Caribe mejor que los modelos que se derivan de la placa del Caribe entre las Américas. Hay dos líneas principales de evidencia. En primer lugar, el Arco Mayor de las Antillas (Gran Arco) es más antiguo que el Arco mayor de América Central, que se predice por Pacífico pero no por modelos Intra-americanos. En segundo lugar, la interacción tectónica del Caribe y el control del desarrollo estratigráfico en el norte de Colombia y el sur de Yucatán comenzó en el Campaniano, que requiere una posición más hacia el suroeste (Pacífico) de la Placa Caribe hasta este momento

Los modelos que derivan el Caribe desde el Pacífico explican la geología regional del Caribe mejor que los modelos que se derivan de la Placa Caribe entre las Américas. Hay dos principales líneas de evidencia. En primer lugar, el Arco Mayor de las Antillas (Gran Arco) es más antiguo que el Arco mayor de América Central, que se predice por Pacífico pero no por modelos Intra- americanos. En segundo lugar, la interacción tectónica del Caribe y el control del desarrollo estratigráfico en el norte de Colombia y el sur de Yucatán comenzó en el Campaniano, que requiere una posición más hacia el suroeste (Pacífico) de la Placa Caribe hasta este momento [Keith H.J., 2005].

No es correcto afirmar que el Gran Arco es mayor que el Arco de América Central. [Calvo, C. y Bolz, A. 1994] llegaron a la conclusión de que la subducción ocurrió en el arco centroamericano desde al menos el Albiano (sección sedimentaria del de arco de islas, Formación Loma Chumico, Complejo Superior Nicoya, contiene radiolaritas, radiolarian arcillosas) y [Holcombe, T.L., et al 1990] observaron que la actividad del arco más temprano ocurrió en el Jurásico tardío en Honduras [Keith H.J., 2005].

El resumen de la reunión de Stuttgart registra un debate sobre este tema, señalando que investigaciones geológicas y geoquímicas de Hoernle y en Astorga en el Complejo de Nicoya no confirman los hallazgos de Calvo y Botz. Esto no quiere decir que Calvo y Bolz estaban equivocados. Estos autores enfatizan (Comunicación personal, 2003) que los depósitos piroclásticos más antiguos en el noroeste de Costa Rica son intercalados con los sedimentos hemipelágicos datados en el Albiano tardío por [Azema, J.J., et al 1979] sobre la base de la amonita Neokentroceras sp. En el suroeste de Nicaragua, los sedimentos hemipelágicos más antiguos que contienen depósitos de tefra se han datado del Albiano-Cenomaniano tardío sobre la base de los foraminíferos planctónicos Rotalipora appenninica (Renz) [Calvo, C. y Bolz, A. 1994]. También observaron que datos paleomagnéticos de la Formación Loma Chumico indican una latitud ecuatorial, consistente con la formación in situ (Americana central), y postularon que la subducción puede haber comenzado en el Jurásico [Keith H.J., 2005].

Los últimos modelos afirman haber perfeccionado los modelos evolutivos de la Placa Caribe derivada del Pacífico a nuevos niveles de precisión cinemática y palinspastic y concluyeron:

El Hotspot Galápagos no tiene nada que ver con la evolución del Caribe, y el arco de Panamá-Costa Rica formado en paleolatitudes ecuatoriales

Estos dos puntos coinciden con los datos y argumentos presentados por [Frisch, W., et al 1992]; [Meschede, M. y Frisch, W., 1998]. Con respecto al hotspot de Galápagos, los resúmenes de Stuttgart señalaron dos posiciones fundamentales en cuanto a su papel en la geología del Caribe [Keith H.J., 2005].

Una sostiene que el punto caliente de Galápagos no tiene nada que ver con la corteza proto-Caribe o la Placa Caribe, ya que siempre se posiciona al oeste,

la Placa Caribe llegó del sur, viajando por la costa oeste de Sur América al interior del "hotspot"(el modelo del Pacífico sostiene la migración al norte de la Placa Caribe interactuando en el Campaniano con Colombia al sur y con el Bloque Maya al norte) [Keith H.J., 2005].

La otra interpretación es que el hotspot produjo los basaltos de la Meseta del Caribe [Hoernle, K., et al 2002]. La actividad del hotspot Galápagos se conoce sólo en el Oligoceno [Lonsdale, P. and Klitgord, K.D. 1978]. [Meschede, M. y Frisch, W., 1998] resumió que las rocas más antiguas de Galápagos se relacionan con el tiempo cuando la Placa Farallón se dividió en las placas de Cocos y Nazca hace aproximadamente 15-20 Ma [Christie, D. M., et al 1992], mientras que los datos magnéticos y estratigráficos de [Kimura, G., et al 1997] muestran que la Cresta de Cocos es un sistema de esparcimiento abandonada (no una pista de punto caliente) [Keith H.J., 2005].

Asociaciones metamórficas Alta-P/baja-T en el Caribe pertenecen al Albiano Aptiano-Temprano, inicio de la subducción buzamiento-oeste por debajo del Gran Arco del Caribe, después del Aptiense la polaridad del arco se invirtió, a continuación dejó que la corteza de la Placa Caribe entrara en el territorio del Proto-Caribe durante el Cretácico Superior-Cenozoico;

El arco central de Cuba comprende principalmente elementos antearco del Gran Arco y Sierra Maestra es más representativa de la Gran Arco en sí. El cese del magmatismo en el Campaniano en el centro de Cuba pertenece al adelgazamiento en el ángulo de subducción, cuando el Gran Arco se acercaba el sur de Yucatán, y el ante-arco central de Cuba se mantuvo por delante del eje magmático cuando Yucatán intra-arco se abrió en el Maastrichtiano-temprano Paleógeno.

La cuenca de intra-arco Yucatán se formó en dos fases. Maastrichtiano y Paleoceno NO-SE, su extensión fue impulsada por la losa rollback del Jurásico, litósfera proto-Caribe a lo largo del este de Yucatán, y el Eoceno temprano, NNE y medio, la migración del centro de Cuba fue impulsada por el rollback de la corteza proto-Caribe hacia las Bahamas facilitada la propagación al norte de una tendencia NNE de la falla este-Yucatán, durante el cual los terranes cubanos al oeste y norte fueron acrecentados al frente del ante-arco central de Cuba; la colisión Eoceno medio de todos los terrenos cubanos con las Bahamas, y la rápida elevación del orógeno cuando la losa del proto-Caribe se separó de la zona Benioff con buzamiento sur.

Estos puntos son intentos de explicar la geología reportada a través de modelos cada vez más complejos. Allí, por ejemplo, no hay pruebas de "inversión de la losa", para la litósfera proto-Caribe en el NO y NE durante la apertura de la cuenca de Yucatán. Aparecen al menos seis modelos para el desarrollo de esta cuenca en la literatura (por ejemplo, [Lamb, H. 1993]). [Rosencrantz, E. 1990] concluyó que la corteza más antigua de la región oriental cuenca de Yucatán es por lo menos del Cretácico tardío y podría ser Aptiense-Albiense. La cuenca posiblemente se habría formado durante la separación del Jurásico de Norte y Sur América [James, K.H. 2005a].

Al inicio del Eoceno la Fosa Caimán pull-apart permitió la subsecuente migración conocida de la Placa Caribe a su posición actual en relación de las Américas, y los muertos? Al inicio del Oligoceno la separación del arco de La Española desde el oriente, Cuba

Como se afirmó anteriormente, la apertura de la Fosa Caimán no se ha demostrado que se haya iniciado en el Eoceno. Afirmar que algo es "conocido", cuando esto es sólo modelado no es ciencia. La mayoría de los desplazamientos

sinestrales de la fosa fueron desarrollados mucho antes [Keith H.J., 2005].

Apéndice B

Otros argumentos a favor de un origen In situ para la Placa Caribe

Secuencias de margen continental de Cuba muestran que todos los componentes de isla estuvieron en el Caribe durante el Jurásico

[Cobiella-Reguera, J. L. 2000] hizo hincapié en la similitud de la estratigrafía y magmatismo en las secuencias Jurásico del margen continental en Cuba. Dos secciones (las montañas de Guaniguanico, el área Maisí del este de Cuba y el sur del cinturón metamórfico de la isla de Youth y Escambray al sur, y la sección de evaporitas de soporte de Cuba norte-centro) muestran una sencilla paleogeografía Jurásico buzando hacia el sur de la Plataforma de las Bahamas. De acuerdo con los modelos del Pacífico, la primera sección fue recogida por la migración del arco Caribe a su paso por el sur [Pindell, J. y Kennan, L. 2002], o del este [Iturralde-Vinent, M., et al 1994]; [Pszczolkowski, A. 1999] del margen de Yucatán [Keith H.J., 2005].

Calizas de aguas poco profundas Albiano por encima de una discordancia caracterizan el Caribe y otras zonas continentales (Ver Figura B.1), lo que indica una historia compartida. [Meyerhoff, A.A. y Hatten, C.W. 1974] informaron que el pozo *Andros*-1 (Bahamas) tocó fondo en el Albiano, carbonatos backreef. [Mattson, P.H. 1984] observó una discordancia regional Albiano en el Caribe. Esta es registrada en Cuba, La Española y Puerto Rico como un

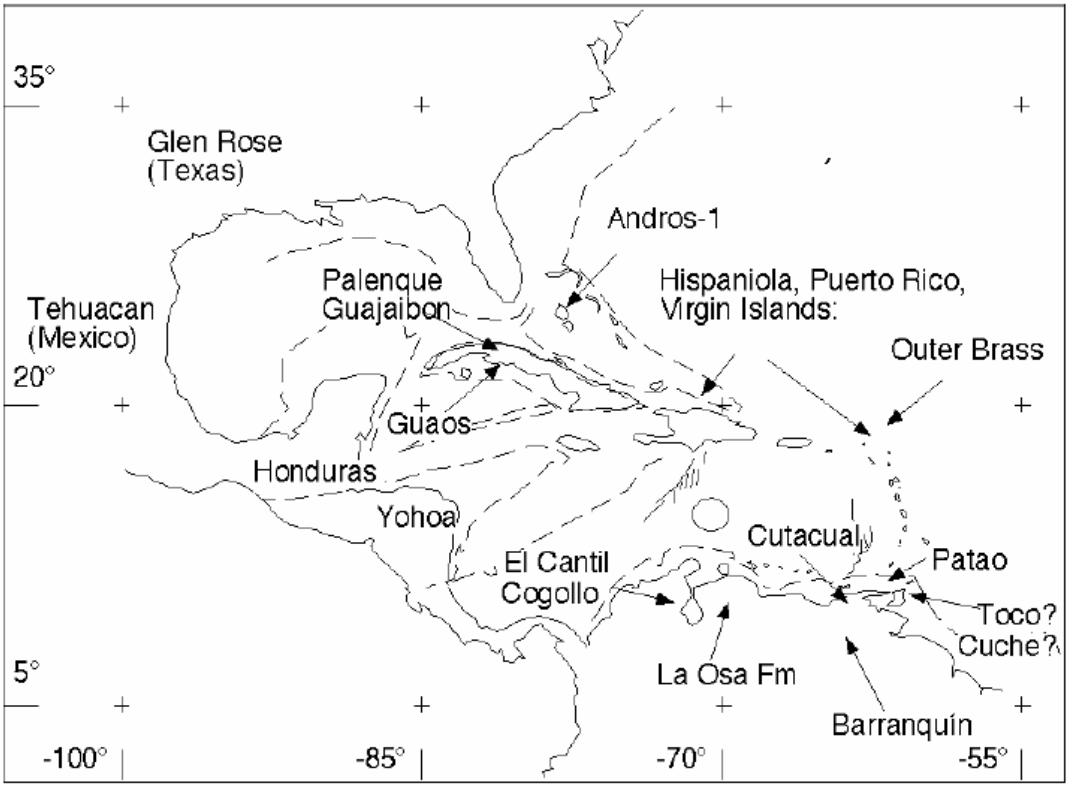

Figura B.1: Distribución regional de calizas de aguas poco profundas Albiano en la región del Caribe. Se producen por encima de una discordancia regional. Ellas indican una historia geológica compartida entre el elementos del arco volcánico y continental e indican que la Placa Caribe estaba in situ en este momento, imagen modificada de [Keith H.J., 2005].

momento de metamorfismo, deformación y intrusión [Keith H.J., 2005].

Existe una ruptura contemporánea a lo largo del sur de los límites de la placa en las montañas del Caribe, el macizo de Santa Marta y en la costa del Caribe Colombiano. En Puerto Rico central y el este de Española inferior, rocas primitivas de arco de islas están separadas desde la parte superior, rocas calco-alcalinas por una discordancia [Lebron, M.C. y Perfit, M.R. 1993]. Estas se superponen en aguas poco profundas, calizas Aptiano-Albiano.

[Donnelly, W. 1989] resume que secciones del Cretácico temprano en todo el Caribe consisten en su gran mayoría de unidades delgadas de diversas litologías, dominadas por carbonatos. El límite inferior en la mayoría de áreas es Albiano, caracterizado por gruesas calizas. [Tardy, M., et al 1994] describen la

rocas del sospechoso terreno Guerrero del occidente de México, y discutieron la relación con rocas del Caribe. Sea cual sea el basamento, oceánico o continental, en la que se construyeron las rocas de arco, están limitadas por calizas Albiano con arrecifes y faunas similares a los del cratón de América del Norte [Keith H.J., 2005].

Calizas de aguas profundas del Albiano se producen en Cuba tanto en la sección de margen pasivo de América del Norte del norte de Cuba (Palenque y formaciones Guajaibón) y en una de las placas de arco volcánico en el sur (Formación Guaos) (Cobiella-Reguera, 2001, comunicación personal). Calizas del Albiano se producen a través de Venezuela (Grupo Cogollo en el oeste, Formación El Cantil en el este).

[Lewis, J.F. 2002] discutió discordancias del Albiano en República Dominicana (recubierta por la Formación de piedra caliza de Hatillo), Cuba (recubierta por la piedra caliza Provincial), Puerto Rico (recubierta de calizas Barrancas y Río Matón) [Keith H.J., 2005].

La discordancia de aguas poco profundas de piedra caliza acoplada se formó en un momento cuando la transgresión estaba comenzando [Villamil, T., et al 1999]. Por lo tanto, registros de levantamiento tectónico y la erosión seguida de formación de carbonatos. Este Caribe afectado y adyacente a zonas continentales muestra una historia compartida [Keith H.J., 2005].

Sedimentos orgánicos-ricos del Cretácico indican afinidades Caribe-Atlántico y una barrera Caribe/Pacífico

Sedimentos orgánicos ricos ocurren en varios sitios separados ampliamente en el Caribe y en el Atlántico [Saunders, J.B., 1973]. Indican que a finales del Cretácico, Caribe tenía una afinidad mucho mayor para el Atlántico que para el Pacífico. La ausencia de material carbonoso en los núcleos del Pacífico de la

misma edad exige una barrera entre el Pacífico y Caribe que separa el régimen de las aguas debajo de las dos cuencas [Keith H.J., 2005].

Depósitos flysch/wildflysch Paleoceno-Eoceno medio se desarrollan regionalmente en el área Caribe (Figuras B.2, B.3.)

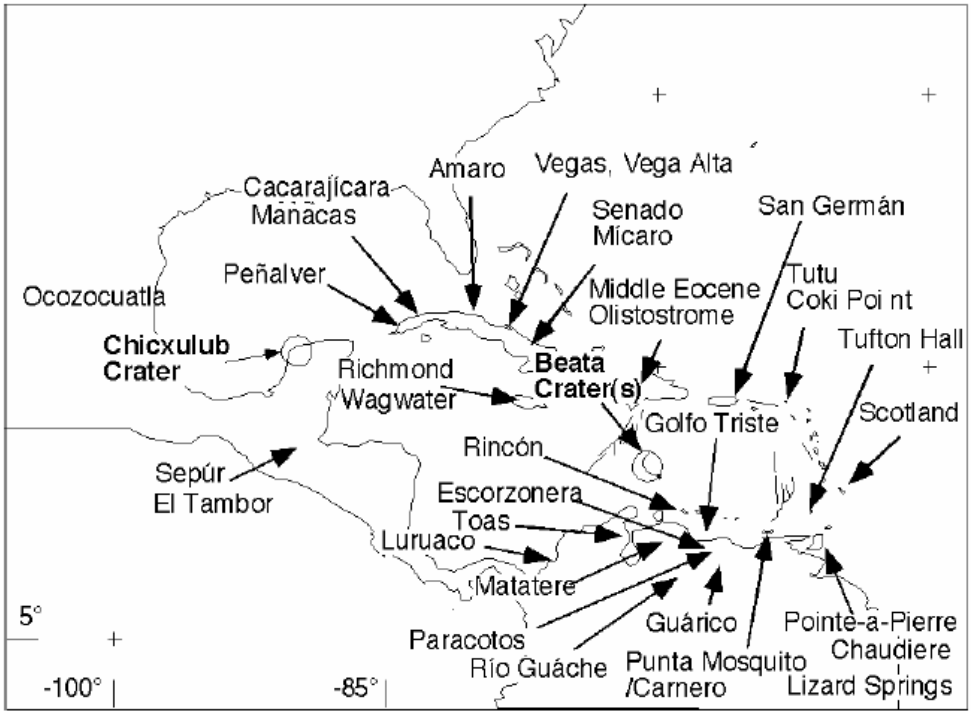

Figura B.2: Distribución regional del Paleoceno-Eoceno medio depósitos Flysch/wildflysch. Ellos registraron la interacción regional de la Placa Caribe con los elementos vecinos, imagen modificada de [Keith H.J., 2005].

Depósitos Coeval Flysch y Wildflysch ocurren en el sur de América Central (formaciones Rivas, Las Palmas y Brito), entre los bloques Maya y Chortís (Formación Sepur) en la cordillera de Guaniguanico (Formación Manacas) y en el centro-norte de Cuba, formaciones Vegas y Vega Alta (Cobiella-Reguera, 2001, comunicación personal), en Jamaica (Formación Richmond) y Puerto Rico (Formación San alemán), en el noroeste de Colombia (Formación Luruaco; Conglomerado Maco, Aleman, 1997, comunicación personal), en el oeste y el centro de Venezuela (Formaciones Matatere, Río Guache, Guárico, Paracotos, en Trinidad (Pointe-a-Pierre, Chaudiere y formaciones Lizard Springs), costa

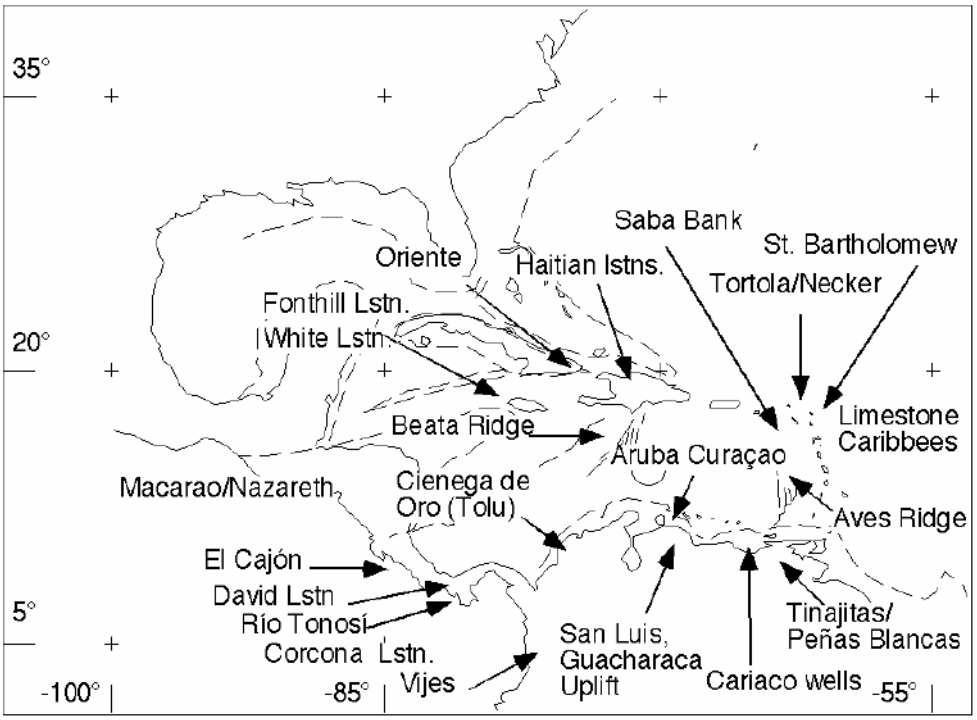

Figura B.3: Distribución regional de calizas de aguas poco profundas del Eoceno medio en la región del Caribe. Indican levantamiento geológico regional en la culminación de la convergencia Paleoceno-Eoceno medio. Al igual que los depósitos de la Figura B.2, ellos indican una ubicación intra-Americana de la placa Caribe en el momento de la deposición, imagen modificada de [Keith H.J., 2005].

afuera de Venezuela en Bonaire (Formación Rincón) y Margarita (formaciones Punta Mosquito/Carnero) y en los pozos Golfo Triste, en Granada (Formación Salón Tufton) y Barbados (Grupo Escocia) (ver [James, K.H. 2005b], para la discusión de estas unidades) [Keith H.J., 2005].

También ocurren en el Perú (Formación Talara, [Dorreen, J.M. 1951]), Ecuador (Arcilla Pebble Bed; [Marchant, S. 1956]; Formación San Eduardo, [Daly, M.C. 1989]), SE de México (Formación Ocozocuautla, [Dengo, G. 1968]), y en las cuencas Parras y Chicontepec ubicadas en la zona N-NE de México [Tardy, M., Sigal, J. y Gacon, G. 1974].

Los depósitos son del Cretácico y rocas continentales antiguas, junto con volcánicas de arco y material ofiolítico derivado de la Placa Caribe (Basaltos gruesos "meseta"). Ellos muestran interacción regional y contemporánea en-

tre la Placa Caribe y las áreas adyacentes de América del Norte y del Sur [James, K.H. 2005b].

Continuidad litológica entre unidades autóctonas profundas Caribe y alóctonas de Venezuela muestran que la placa del Caribe se encontraba en el lugar durante el evento Eoceno Paleoceno-medio

En el Sitio 146/149, (JOIDES leg 15, Cuenca de Venezuela, [Saunders, J.B., 1973]), calizas afaníticas y arcillas de edad Campaniano son seguidas por calizas silíceas y cherts negros con Arcilitas Maastrichtiano y Paleoceno con arcillas laminadas intercaladas con calizas silíceas [Keith H.J., 2005].

La misma secuencia aparece también en la Formación Río Chávez, un klippe, y en la Formación Mucaria de la napa Piemontina en el norte de Venezuela [Vivas, V. y Macsotay, O. 2002]. Los sedimentos abisales se mantuvieron en su posición original, mientras que las formaciones Mucaria y Río Chávez fueron posicionadas por encima del margen pasivo sudamericano. Este ocurrió durante el Paleoceno? Eoceno medio, caso señalado en el párrafo anterior [Keith H.J., 2005].

En el trabajo de [Donnelly, T.W. 1973] se afirma que la Placa Caribe se engrosa más en el área de "meseta". Partes de esta parecen sufrir acreción en las Antillas Mayores y a lo largo de norte de América del Sur desde Trinidad a la Guajira. La acreción se produjo en el Paleoceno-Eoceno medio. Los depósitos muestran que el Caribe estaba en su lugar en este momento

En el Eoceno medio-tardío, calizas de aguas poco profundas se han esparcido ampliamente en el área del Caribe (Ver Figura B.3.), registrando levantamiento coetáneo. En centroamérica son conocidos a partir de Costa Rica (zona Limón Sur-arrecifes de Eoceno medio [Barbosa, G., et al 1997]; penín-

sula Osa y cuenca Térraba; [Escalante, G. 1990]) y Panamá (cuencas Chiriqui, [Escalante, G. 1990]).

En las Antillas Mayores, las calizas del Eoceno medio se encuentran en Jamaica ([Robinson, E. 1967]; [James, E. y Mitchell, S.F. 2002]), Cuba [Iturralde-Vinent, M., et al 1994], Haití [Pubellier, M., et al 2000], St. Barts (Formación St. Bartolomé, [Christman, R.A. 1953]; [Tomblin, J.F. 1975]), Tortola y Virgin Gorda [Lewis, J.F. 1990].

En las Antillas Menores, [Maury, R.C., et al 1990] señalan que la rama noreste de baja altitud en las Antillas Menores se llama caliza Caribees debido a la extensa cubierta calcárea Eoceno medio-Pleistoceno. [Tomblin, J.F. 1970] describió calizas silíceas con foraminíferos del Eoceno medio-temprano en Mayreau y Eoceno superior, calizas arrecifales en Carriacou [Keith H.J., 2005].

[Hunter, V.F. 1995] describe una línea de calizas de finales del Eoceno medio tardío, algas/foraminíferos del istmo centroamericano, a través de Colombia hasta el este de Venezuela. Ellos son casquillos flysch altamente deformados y otros sedimentos de aguas profundas, son los mejores desarrollados en ejes frontales. Calizas del Eoceno medio están presentes en Aruba ([Beets, D.J. 1977]), Curazao ([Beets, D.J. 1977]) y en la Fosa de Cariaco (exploración de perforación).

Calizas del Eoceno medio se producen también en lugares dentro de la Placa Caribe, en la Cresta de Aves ([Fox, P.J., Schreiber, E. y Heezen, B.C. 1971]; [Nagle, F. 1972]; [Bouysse et al 1990]), Banco Saba ([Pinet, B., et al 1985]) y la Cresta de Beata ([Fox, P.J., Schreiber, E. y Heezen, B.C. 1971]Fox et al., 1971).

Estas calizas registran la culminación del Paleoceno? compresión del Eoceno medio que condujo napas y otros máximos en la zona fótica (Ver

los trabajos de: [Kugler, H.G. 1953]; [Escalante, G. 1990]; [Hunter, V.F. 1995]; [Sageman, B.B. y Speed, R.C. 2002]). Este evento está bien definido en el Caribe y areas vecinas, demostrando una historia compartida [Keith H.J., 2005].

Un hiatus Eoceno tardío regional caracteriza muchas secciones circum Caribe

[Bandy, O.L. y Casey, R.E. 1973] observaron que un hiatus cubre la mayor parte del intervalo Eoceno tardío-Oligoceno temprano, en el este de Panamá, con sedimentación de aguas profundas se vuelve a producir en el Oligoceno medio. [Barbosa, G., et al 1997] describen cómo se formaron las grandes áreas continentales en el arco en el Eoceno medio-tardío en Costa Rica. [Calais, E. y Mercier de Lepinay, B. 1991] notaron discontinuidades tectónicas observadas en tierra como en mar en el Eoceno tardío de Cuba y La Española.

[Ave Lallement, H.G. y Gordon, M.B. 1999] reportaron datos isotópicos indicando exhumación de rocas metamórficas en la isla de Roatán, Honduras, en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano. [Hunter, V.F. 1974] observó que en el norte de América del Sur sólo la Formación Cerro Misión de Falcón y la Formación de rendimiento Trinidad San Fernando es una prueba concluyente de edad Eoceno tardío [Keith H.J., 2005].

Varios autores se refieren a un evento de tectónica sincrónica en el norte de América del Sur. [Bell, J.S. 1972] reconoció orogenia en el Eoceno medio, involucrando acortamiento cortical, cabalgamiento, levantamiento y fallamiento transcurrente en Venezuela y Trinidad [Keith H.J., 2005].

[Guedez, V. 1985] observó a finales del Eoceno medio levantamiento de la zona de Monay-Carora. [Chigne, N. y Hernandez, L. 1990], declararon que la elevación andina en Venezuela inició en el Eoceno medio.

[Audemard, F. E. 1991]; [Audemard, F.A 1993] reportó evidencia sísmica del levantamiento del Perijá en el Eoceno. [Maresch, W.V., et al 1993] y [Kluge, R., et al 1995] registraron datos radiométricos (K/Ar) indicando el levantamiento de la isla de Margarita en 50-55 Ma. Datos de fisión de Apatito indican deformación en el Eoceno Medio en la Serranía del Interior del este de Venezuela (Alemán, 2001, comunicación personal) [Keith H.J., 2005].

El Grupo Escocia de Barbados, no es un depósito que ha viajado lejos

El prisma de acreción de Barbados incluye el grupo Escocia del Eoceno medio (Ver Figura B.2). Este es cuarcita casi pura, incluye cuarzo azul. Lo que se asemeja en el bajo Eoceno medio a las Formaciones Misoa y Mirador de Colombia y Venezuela [Keith H.J., 2005].

Los primeros modelos del Pacífico Caribe mostraron la migración de la placa recogiendo estas arenas de un sitio al norte de la cuenca de Maracaibo ([Dickey, P.A. 1980]; [Beck, C., Ogawa, Y. y Dolan, J. 1990]; [Pindell, J.L., 1993]). [Pindell et al 1998] cambiaron este modelo que muestra arenas acumulandose en la fosa de las Antillas Menores cuando se emplazó al norte de la Península de Araya en el Oligoceno. Sin embargo, las arenas están intercaladas con unidades hemipelágicas que contienen Radiolaria del Eoceno medio y tardío [Cuevas, E.D. y Maurasse, F.J.-M.R. 1995]. En el sitio $DSDP$ 672, en la Placa del Atlántico al este, se encontraron arenas correlativas al Eoceno medio y superior [Mascle, A. et al. 1986].

La Cresta de Barbados muere en el Rise Tiburón [Dolan, J.F.,. et al 1990], donde el Eoceno medio-Oligoceno (pico Eoceno medio) “grueso”, (limo muy fino a medio y arena gruesa) de sedimentos fue perforado en el sitio 162. La Mineralogía sugiere una origen sudamericano. La ausencia de estos sedimentos en el sitio 543 a sólo 19 Km al norte apoya la idea de que el ascenso detuvo el

flujo del prisma de sedimentos de Barbados [Keith H.J., 2005].

Rocas exóticas en Barbados indican que el grupo Escocia venía de la parte oriental del norte de Sur América. [Kugler, H.G. 1953] y [Tomblin, J.F. 1970] presentan rocas identificadas como el Naparima Hill (la unidad se produce en Trinidad y áreas al este). [Meyerhoff, A.A. y Meyerhoff, H.A. 1971] reportaron grandes bloques exóticos de Albiano, calizas y faunas idénticas a las de Trinidad y Venezuela oriental ([Vaughan, T.W. y Wells, J.W. 1945]; [Douglass, R.C. 1961]).

[Driscoll, N.W., et al 1995] describieron un abanico de turbiditas, probablemente, del Cretácico-Eoceno en la parte sur de la Cuenca de Venezuela. Se sugiere que el este de la región Caribe era el sitio de una gran cantidad de deposición Eoceno, que fue subdividida en sitios al oeste de la Cresta de Aves, en la Cuenca de Granada y en frente de las Antillas Menores. Los sedimentos sólo podían haber llegado al oeste de la Cresta de Aves si estos ya estaban en una zona del Caribe durante el Cretácico-Eoceno [Keith H.J., 2005].

Desplazamiento dextral de sólo 300 Km **ha ocurrido entre el Caribe y el sur de Estados Unidos desde el Oligoceno (Ver Figura B.4)**

En la figura B.4, se muestra que la cadena Aruba-Blanquilla solía ser la continuación hacia el oeste de la Villa de Cura, emplazada al norte de Venezuela durante la convergencia del Paleoceno-Eoceno medio [Keith H.J., 2005].

La continuación del este es el terreno Tobago [Snoke, A.W. 1990], que une las napas de Villa de Cura, a través de Margarita y Los Testigos, con la Antillas Menores. [Beets, D.J, et al 1984] y [Donnelly, T.W., et al 1990] señalan la similitud química de las rocas volcánicas de Bonaire y Curazao y las del Grupo de Villa de Cura. Las rocas ígneas de la Antillas Holandesas consisten lavas de arco de 3-5 Km de espesor, Albiano medio a Coniaciano y Santoniano

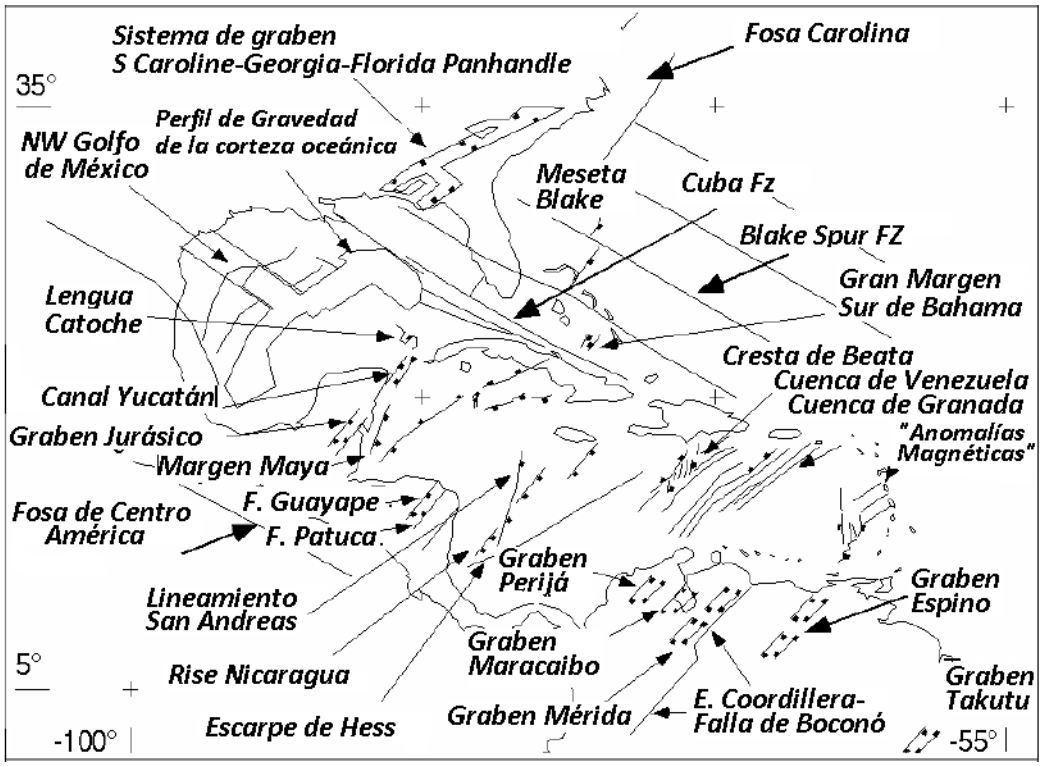

Figura B.4: Tendencia NE de deformación extensional en América Central incluye rifts Triásico-Jurásico del sur de Estados Unidos y el norte de Sur América, la corteza continental ampliada en el Golfo de México, el este de Norte América costa afuera, este Yucatán, el Rise Nicaragua y el occidente de la cuenca de Venezuela/cresta de Beata. El paralelismo de los rifts Jurásico en Yucatán y en Honduras con el esfuerzo regional de América Central muestran que los bloques Maya y Chortis no han rotado, imagen modificada de [Keith H.J., 2005].

batolito gabro-tonaliticos. El grupo Villa de Cura es una secuencia de 4-5 Km de espesor de basaltos de la Meseta Caribe, arco volcánico volcánico y rocas volcaniclásticas. Tras el Paleoceno regional Eoceno medio el evento de compresión noroccidental de sur América (el bloque de Bolívar, [James, K.H. 2000]) se trasladó en sentido NE a lo largo de las fallas paralelas a la Coordillera oriental de Colombia y los Andes de Mérida de Venezuela. La parte norte del bloque (el Bloque Maracaibo-Bonaire) deslaminada, cruzó el límite de Placa Caribe-Sur Americana (la literatura comúnmente se refiere a este cabalgamiento como subducción del Caribe por debajo del NO Sur Americano). A partir del Oligoceno, el movimiento relativo dextral este, oeste caracteriza el límite de la placa. Como resultado, las principales cuencas pull-apart limitadas por fallas de desgarre oblicuas NO-SE formadas en el bloque Maracaibo-Bonaire.

Estas fueron la Cuenca de Falcón (ahora invertida), el Golfo de Venezuela, fosa (canal) Urumaco, Bahía La Vela, Golfo Triste y las fosas que separan las Antillas Holandesas y las Antillas de Venezuela. El lago Maracaibo es una joven pull-apart en el mismo sistema [Keith H.J., 2005].

La transtensión dextral también separa las islas de Aruba-Blanquilla. La perforación adyacente a Aruba penetró el Oligoceno, registro reciente de rápida subsidencia del viejo basamento Cretácico superpuesto por un posible conglomerado basal de rocas volcánicas, metamórficas y graníticas y claystone rojas [Curet, E.A. 1992]. El pozo *Cayosal*-1x en Golfo Triste encontró rocas siliclasticas de grano grueso del Oligoceno sobre depósitos de plataforma del Eoceno. La Cuenca de Falcón sufrió extensión Oligoceno antes de la inversión Mioceno. Lutitas marinas moderadas a muy profundas de la Formación Pecaya se encuentran discordantemente, ligeramente metamorfizadas en depósitos Eoceno. La intrusión basáltica Alkaline ocurrió en el Oligoceno-Mioceno [Muessig, K.W. 1978]. La Bahía de la Vela es una extensión costa afuera de la Cuenca de Falcón. El canal de Urumaco tuvo subsidencia en el Oligoceno. Las Areniscas Carbonera Oligoceno superponen la sección Eoceno medio de la Cuenca de Maracaibo. Estos datos muestran que la extensión pull-apart se inició en el Oligoceno (35-30 Ma) [Keith H.J., 2005].

La eliminación de extensión entre las Islas de Aruba-Blanquilla restaura Blanquilla aproximadamente 300 Km hacia el oeste de la actual ubicación de Las Aves. Aquí, se extendía a lo largo de la Falla de rumbo de Boconó, la trayectoria de su translación NE. Desde el Oligoceno hasta la actualidad, más o menos 300 Km de desplazamiento dextral se ha producido entre el Caribe y el norte de América del Sur (a una tasa promedio de alrededor de $1\frac{cm}{año}$) [Keith H.J., 2005].

Hoy en día, Blanquilla se encuentra a unos 600 Km al oeste del borde delantero de la Placa Caribe. En el Oligoceno, por lo tanto, ésta tendría que haber estado al norte de Trinidad (la presencia del arco de islas y rocas de la

meseta oceánica en Trinidad y Tobago, y flysch/wildflysch Paleoceno-Eoceno de Trinidad proporcionan evidencia de esto, véase [James, K.H. 2005b]).

Las siguientes estimaciones de desplazamiento a lo largo de los principales límites de fallas (en la actualidad reconocidos) proporcionan un cierto grado de control sobre esta figura.

Las estimaciones de desplazamiento dextral en la falla de Oca son de un rango de 25 Km (Aleman, Lugo, comunicación personal.) a 50 Km [Erlich, R.N. y Barrett, S.F. 1990] o de 90 Km teniendo en cuenta el trabajo de [Kellogg, J.N. y Bonini, W.E. 1982]. Villamil (comunicación personal.) determinan un desplazamiento de 65 a 70 Km entre esquistos del macizo de Santa Marta y rocas similares encontradas por el pozo $Perico-1$ sobre la plataforma Sinamaica. Cuando la falla cruza la zona de Falcón, [Audemard, F. E. 1991] estimó 100 Km de desplazamiento dextral. Las estimaciones de desplazamiento dextral en la falla este, oeste El Pilar son del rango de 10-15 Km [Metz, H.L. 1968] a 475 Km [Alberding, H. 1957]. Vierbuchan (1984) propuso un posible desplazamiento dextral entre 150-300 Km . [Giraldo , C. 1993] deduce que el desplazamiento dextral de unos 150 Km se había producido en los últimos 10-15 Ma, mientras [Audemard, F.A y C. Giraldo 1997] llegaron a la conclusión de que esto sería un máximo y que una figura más probable es de alrededor 60 Km [Keith H.J., 2005].

Mesoamérica muestra un patrón regional de fallas extensionales de tendencia NE (Ver Figura B.4) formada durante el desplazamiento regional sinestral, Jurásico-Cretácico entre América del Norte y del Sur. Ellos muestran que la Placa Caribe se encontraba en el lugar donde se desarrollaron

La deformación extensional regional en Mesoamérica se expresa por fallas que se meten al SE por el Golfo NO de México y a lo largo del mar-

gen SE del Rise Nicaragua, por la estructura del basamento de la Cuenca de Yucatán, y por fallas y fosas tectónicas en la cuenca venezolana [Case, J.E. y Holcombe, T.L. 1980]; [Diebold, J., Driscoll, N et al 1999].
Las fallas tienen la misma orientación que el graben Jurásico del norte de Sur América, en el SE de Estados Unidos y sobre el Bloque Maya [Keith H.J., 2005].

[Diebold, J., Driscoll, N et al 1999] proporcionó evidencia sísmica de que la extensión en la cuenca venezolana ocurrió antes de la formación del suave horizonte B'' (extensión pre-Senoniano). [Holcombe, T.L., et al 1990] señaló la naturaleza no disturbiada del Cretácico Superior-reciente, sedimentos próximos al Escarpe de Hess, lo que indica que este último es por lo menos tan antiguo como Cretácico tardío [Keith H.J., 2005].

[Driscoll, N. W., y J. B. Diebold 1997] señalaron que el carácter de las reflexiones en la corteza de Venezuela se asemeja a cuñas que están asociadas en otros lugares del mundo con el cese de rifting continental y el inicio de la expansión del fondo oceánico (véase también, [Rosendahl, B.R., et al 1992]).

La extensión regional se refiere al estrés sinestral regional generado por desplazamiento de América del Norte relativo a América del Sur [James, K.H. 2005a]. Lo que indica un origen in situ de la Placa Caribe [Keith H.J., 2005].

Las fallas paralelas también argumentan en contra de cualquier asociación del Caribe con una pluma del manto, ya que habría producido deformación radial (por ejemplo, [Glen, J.M.G. y Ponce, D.A. 2002]) postularon, mayor (ca. 50°), la rotación antihoraria del Bloque Maya (por ejemplo, [Dengo, G. 1985]; [Ross, M.I. y Scotese, C.R. 1988]; [Pindell, J. y Kennan, L. 2003]), es también negada por la orientación de un graben Jurásico a lo largo del margen oriental del bloque y del Tongue Catoche, en el extremo del bloque.

Igualmente, los canales paralelos Triásico-Jurásico al Bloque de Chortís, [Mills, R.A., et al 1967] niegan la rotación de este bloque. Líneas de las fosas del Jurásico de Yucatán y Chortís, y del margen oriental de Yucatán con el lineamiento San Andreas (Ver Figura B.4) apoyan la restauración de Pangea de unos 900 Km de desplazamiento sinestral entre los bloques [James, K.H. 2005a].

Datos de anomalías de gravedad isostática derivados por satélite presentados por [Bain, J.E. y Hamilton, K.J. 1999] indican que en el Golfo de México la corteza oceánica se define por límites de tendencias $N40^{\circ}E$ (paralelo al Jurásico fosas tectónicas en América del Norte y del Sur) y por "Los límites del segmento"$N45^{\circ}O$ (paralelos a fallas de transformación Jurásico). Tenían el bloque Maya rotado, la corteza oceánica del Golfo de México no podría haberse ampliado al oeste, sino que en realidad se ensancha hacia el este (Ver Figura B.4).

Datos paleomagnéticos de América Central y oeste de Cuba niegan un importante movimiento diferencial del Caribe relativo a Sur América

Datos paleomagnéticos de complejos ofiolíticos de Costa Rica y el oeste de Panamá indican una posición ecuatorial de la formación y posterior movimiento hacia el norte de aproximadamente 10° [Frisch, W., et al 1992]. Esto se ajusta al movimiento de sur América, pero no del Pacífico [Keith H.J., 2005].

[Di Marco, G., et al 1995] concluyeron que el terreno Chorotega, que forma la mayor parte del sur de América Central y fue el borde occidental de la Placa Caribe durante el Cretácico Superior-Paleoceno, se originó cerca de su actual latitud y no ha girado con respecto a América del Sur [Keith H.J., 2005].

[Alva-Valdivia, L.M., et al 2000]; [Alva-Valdivia, L.M., et al 2001] estudiaron

paleomagnetismo en las rocas del terreno Guaniguanico, el oeste de Cuba, y se encontró que hay importantes movimientos tectónicos latitudinales que han ocurrido desde el Jurásico [Keith H.J., 2005].

Apéndice C

Definiciones

Teniendo en cuenta un enfoque estocástico, se trata de un enfoque de muestreo de la densidad de probabilidad posterior. Se desean generar realizaciones que son muestra de una densidad objetivo $\sigma(x)$, por lo cual se va a crear una cadena de estas realizaciones $x_1, x_1, x_1, \cdots x_n$. Partiendo de x_1, se tiene en cuenta la siguiente secuencia para cualquier paso x_n:

1. Se genera $x_{n+1}^{candidata}$ a partir de $H(x)$, siendo esta la función a aproximar para la información previa.

2. Se evalua $\sigma(x_{n+1}^{candidata})$

3. Se acepta la candidata con probabilidad

$$P = Min\left[\frac{\sigma(x_{n+1}^{candidata})}{\sigma(x_n)}\frac{\Pi(x_n)}{\Pi(x_{n+1}^{candidata})}\right]. \tag{C.1}$$

   El primer término del producto presentado en (C.1) da cuenta de la relación de las probabilidades, en tanto que el segundo corresponde a la corrección debido a la fuente de muestreo.

4. Si se acepta $x_{n+1} = x_{n+1}^{candidata}$.

5. Si no se acepta $x_{n+1} = x_n$.

6. Se sigue la secuencia para generar x_{n+2}, con lo cual se genera una cadena de Markov.

Estado insignificante

Estado insignificante A si $n_0 > 0$ donde $\exists B$ tal que $\rho_{n_0}(\omega^{'}, \omega^{''}) > 0$ para $A \ni \omega^{'}$, $B \ni \omega^{''}$ y $\rho_n(\omega^{''}, \omega^{'}) \equiv 0 \quad \forall \quad n$ es decir, $A \longmapsto B$ pero lo contrario no se cumple.

Estado significativo

Los estados A, B (significativos) se llaman corresponsables si existen n_1 y n_2 tal que $\rho_{n_1}(\omega^{'}, \omega^{''}) > 0$ y $\rho_{n_2}(\omega^{''}, \omega^{'}) > 0$ (por medidas)

$$f_A(n) = P(X_n \quad realiza \quad para \quad A, \quad diferentes \quad X_0 \quad realiza \quad A), \quad \text{(C.2)}$$

$$F_A = \sum_{n=1}^{\infty} f_A(n), \quad \text{(C.3)}$$

La $f_A(n)$ es la probabilidad que el sistema saliendo del estado f después (o solamente después) regresará a A de nuevo. La probabilidad que el sistema saliendo del A alguna vez regresará allá es F_A.

- El estado A se llama reversible si $F_A = 1$
- El estado A se llama nulo si $\rho_n(\omega^{'}, \omega^{'}) \longmapsto 0$ cuando $n \longmapsto 0$ (por medida).
- El estado A se llama periódico si regresa en d_A pasos y d_A es el mayor número que tiene esta cualidad.
- Un estado es llamado ergódico si no es nulo y tampoco periódico.

Teorema 1 *(Reversibilidad) Un estado A es reversible si*

$$P_A = \sum_n P_A(n), n \longmapsto \infty.$$

Para irreversibles,

$$F_A = \frac{P_A}{1 + P_A} \quad (< 1)$$

Teorema 2 *(Solidaridad) En una cadena* ***irreducible*** *si un estado es reversible todos lo son, si uno es no reversible todos lo son, si uno es periódico también todos lo son.*

Teorema 3 *(Descomposición) Si una cadena de Markov es periódica con periodo d entonces el conjunto de todos los estados se descompone en subclases* $\psi_0, \psi_d, \psi_{d-1}$, *de tal manera que* $\psi_0 \longmapsto \psi_1, \psi_1 \longmapsto \psi_2 \cdots \psi_{d-1} \longmapsto \psi_0$.

Teorema 4 *(Teorema de peregrinaje estocástico) En un espacio de dos dimensiones (y de una también), el peregrinaje uniforme es reversible, más arriba no.*

Teorema 5 *(Teorema Ergódico) Sea la cadena finita* $m = 0, 1, \cdots N$. *Para que para cualquier* $A \quad \exists$ *un límite independiente de* B *tal que:*

$$\lim_{n \longmapsto \infty} P_{BA}(n) = P_A > 0$$

es suficiente y necesario que esta conste en una sola clase de estados significativos sin subclases.

Teorema 6 *(Teorema de transición para cadenas finitas) Si* S^0 *es la clase de estados significativos y* $A_i \in S^0$ *entonces*

$$\lim_{n \longrightarrow \infty} P_{A_i} P_{A_j}(n) \longrightarrow 0$$

si $A_j \in S^0$ *o*

$$\lim_{n \longrightarrow \infty} P_{A_i} P_{A_j}(n) \longrightarrow 0$$

si $A_j \in S^1$.

Teorema 7 *(Teorema de distribución normal) Si* $\phi(x)$ *es la distribución normal (en caso de una sola dimensión) con parámetros* (u, x).

$$P\left(\sum_{j=1}^{n} \xi_j \frac{\frac{h}{a}}{\sqrt{\frac{h\sigma^2}{a^2}}} < x \quad manda \quad X \quad dado; \right) \longrightarrow \phi(x)$$

Teorema 8 *(Teorema de los momentos estadísticos (cadena finita)) Sea* $\{X_n\}_{n=0}^{\infty}$ *una cadena (finita) consisten en una sola clase de estados significativos sin subclases, las distribuciones* η *tienen momentos de cualquier orden:*

$$M_\eta = \frac{1}{P_A}, P_\eta = \frac{1}{P_A^2}[P_k - 1 + 2\sum_{n=0}^{\infty}(P_{AA}(n) - P_A)] \tag{C.4}$$

Una interpretación de los fenómenos cuánticos supone que estos suceden a nivel atómico y subatómico, siendo el resultado de cierto tipo de movimiento browniano que todos los sistemas físicos sufren, este tipo de movimiento es inversamente proporcional a la masa. Esta hipótesis general y otras partículares llevan a la ecuación de Schrodinger, será posible establecer una analogía semejante con respecto al movimiento de las placas tectónicas?.

La Mecánica Estocástica fué descubierta por E., Nelson [E. Nelson, J 1969]. La principal ventaja de tal formulación consiste en brindar una interpretación clásica de la ecuación de Schrodinger[1].

[1]El estudio de la Mecánica Cuántica no relativista puede ser llevado a cabo mediante la cinemática y dinámica de procesos estocásticos, de esta forma una buena hipótesis de partida para un trabajo posterior es llevar a cabo el estudio cinemático y dinámico del movimiento de las placas a partir de tal teoría.

Bibliografía

[Abers, G. A., et al 2003] Abers, G. A., T. Plank, and B. R. Hacker (2003), **The wet Nicaragua slab, Geophys**. Res. Lett., 30(2), 1098, doi:10.1029/2002GL015649.

[Aitken , T., et al 2009] Aitken, T., P. Mann, A. Escalona, and G. L. Christeson (2009), **Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration, Mar. Pet. Geol., doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.10.003, in press.**

[Alberding, H. 1957] Alberding, H. (1957). **Application of principles of wrenchfault tectonics of Moody and Hill to northern South America**. Geological Society of America Bulletin, 68, 785-790.

[Alva-Valdivia, L.M., et al 2000] Alva-Valdivia, L.M., Coguitchaishvili, A., Cobiella- Reguera, J., Urrutia-Fucuguachi, J., Fundora, M. and Grajales-Nishimura, J.M. (2000). **Paleomagnetism of the Guaniguanico Terrane, Western Cuba: a Pilot Study**. Tercera Conferencia Internacional Sobre La Geologia de Cuba, El Golfo de Mexico y el Caribe Noroccidental, Resumenes, p. 1.

[Alva-Valdivia, L.M., et al 2001] Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaivhvili, A. and Urrutia- Fucugauchi, J., Cobiella-Reguera, J., Fundora- Granda, M., Grajales-Nishimura, J.M. and Rosales, C. (2001). **Palaeomagnetism of the Guaniganico Cordillera, Western Cuba: a pilot study**. Cretaceous Research, 22, 705-718.

[Alvarez, W. 1982] Alvarez, W. (1982), **Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics**, J. Geophys. Res., 87, 6697-6710, doi:10.1029/JB087iB08p06697.

[Alvarez-Gomez, J. A., et al 2008] Alvarez-Gomez, J. A., P. T. Meijer, J. J. Martinez-Diaz, and R. Capote (2008), **Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench**, Tectonics, 27, TC1008, doi:10.1029/2007TC002162.

[Anderson, T.H. y Schmidt, V.A. 1983] Anderson, T.H. and Schmidt, V.A. (1983). **The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time**. Geological Society of America Bulletin, 94, 941-966.

[Audemard, F.A 2009] Audemard, F.A, 2009. **Key issues on the post-Mesozoic Southern Caribbean plate boundary. (SP328). The origin and Evolution of the Caribbean Plate, Chapter 23.**

[Audemard, F.E, Audemard, F.A 2002] Audemard, F.E, Audemard, F.A (2002) **Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. Tectonophysics 354: 300-XXX**

[Audemard, F.A 2001] Audemard, F.A, 2001. **Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón Basin, northwestern Venezuela. J. Structural Geology, 23: 431-453.**

[Audemard, F.A y C. Giraldo 1997] Audemard, F. y C. Giraldo (1997): **"Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela Septentrional". VIII Cong. Geol. Venezolano, Porlamar, 1:101-108.**

[Audemard, F.A 1993] Audemard F.A. (1993). **Neótectonique, sismotectonique et aléa sismique du Nord-Ouest du Venezuela (Systéme de failles d'Oca-Ancon). Thése Doct. Univ. Montpellier II.**

[Audemard, F. E. 1991] Audemard, F. E. (1991). **Tectonics of Western of Venezuela. Ph.D. Thesis, Rice University, Texas, 245 p + anexos.**

[Audemard, F.A 1984] Audemard, F. (1984):**" Evaluación geológica de la cuenca del Tuy para fines de investigaciones neotectónicas". UCV. Dpto. Geología. Trabajo especial de grado. Inédito. 2 Vol. 226 p + anexos**

[Audemard, F.A., et al 2005] Audemard, F. A., G. Romero, H. Rendon, and V. Cano (2005), **Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions**, Earth Sci. Rev., 69(3.4), 181.233, doi:10.1016/j.earscirev.2004.08.001.

[Ave Lallement, H.G. y Gordon, M.B. 1999] Ave Lallement, H.G. and Gordon, M.B. (1999). **Deformation history of Roatan Island: implications for the origin of the Tela Basin (Honduras)**. In: Mann, P. (Ed.), Caribbean Sedimentary Basins, Sedimentary Basins of the World, Elsevier, 197-218.

[Azema, J.J., et al 1979] Azema, J.J., Sornay, J. and Tournon, J. (1979). **Discovery of upper Albian with ammonites in the volcano-sedimentary material of the Nicoya Complex, Guanacaste, Costa Rica**. Societe Geologique de France, Paris, France, Compte Rendu Sommaire des Seances de la Societe Geologique de France, no. 3, 129-131.

[Bain, J.E. y Hamilton, K.J. 1999] Bain, J.E. and Hamilton, K.J. (1999). **Finding new structural features that focus sediment flows**. Offshore, June 1999, 78-80.

[Ball, M.M., et al 1969] Ball, M.M., Harrison, C.G.A. and Supko, P.R. (1969). **Atlantic opening and the origin of the Caribbean. Nature**, 223, 167-168.

[Bandy, O.L. y Casey, R.E. 1973] Bandy, O.L. and Casey, R.E. (1973). **Reflector horizons and paleobathymetric history, Eastern Panama**. Geological Society of America Bulletin, 84, 3081- 3086.

[Barba, S., M. M. C. Carafa, y E. Boschi 2008] Barba, S., M. M. C. Carafa, and E. Boschi (2008), **Experimental evidence for mantle drag in the Mediterranean**, Geophys. Res. Lett., 35, L06302, doi:10.1029/2008GL033281.

[Barbosa, G., et al 1997] Barbosa, G., Fernández, J.A., Barrientos, J. and Bottazi, G. (1997). **Costa Rica, Petroleum geology of the Caribbean margin**. The Leading Edge, 1787-1794.

[Bartolini, A. y Larson, R.L. 2001] Bartolini, A. and Larson, R.L. (2001). **Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic**. Geology, 29, 735-738.

[Beck, C., Ogawa, Y. y Dolan, J. 1990] Beck, C., Ogawa, Y. and Dolan, J. (1990). **Eocene paleogeography of the southeastern Caribbean, relations between sedimentation on the Atlantic abyssal plain at site 672 and evolution of the South America margin**. Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, p. 7-15.

[Beets, D.J. 1977] Beets, D.J. (1977). **Cretaceous and early Tertiary of Curazao**. 8th Caribbean Geological Conference Guide to Field

Excursions, Geophysical Union of America Papers of Geology, Amsterdam, no. 10, 18-28.

[Beets, D.J, et al 1984] Beets, D.J., Maresch, W.V., Klaver, G.Th., Mottana, A., Bocchio, R., Beunk, F.F. and Monen, H.P. (1984). **Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean**. In: Bonini, W.E., Hargraves, R.B. and Shagam, R. (Eds), The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics, Geological Society of America, Memoir 162, 95-130.

[Benthem, S y Govers, R 2010] S. van Benthem and R. Govers, Journal of Geophysical Research, VOL. 115, B10409, doi:10.1029/2009JB006950, (2010), **The Caribbean plate: Pulled, pushed, or dragged?**

[Bell, J.S. 1972] Bell, J.S. (1972). **Geotectonic evolution of the southern Caribbean area, in Studies in Earth and Space Sciences (Hess Volume)**. Geological Society of America, Memoir, 132, 367-386.

[Bird, P. 1998] Bird, P. (1998), **Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure, and faults**, J. Geophys. Res., 103(B5), 10,115.10,129, doi:10.1029/ 98JB00198.

[Bird et al 1993] Bird, D., Hall, S., Casey, J. y Millegan, P. (1993): **Interpretation of magnetic anomalies over the Grenada Basin.Tectonics, 12 (5): 1267-1279. Bouysse, P. (1979): Caractères morphostructuraux et evolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles. Bull. Rech. Geol. Min., 3 (4): 185-210.**

[Bird et al 1999] Bird, D., Hall, S., Casey, J. y Millegan, P. (1999): T**ectonic evolution of the Grenada Basin - In: Mann, P. (ed.),**

Sedimentary Basins of the World, Caribbean Basins, pp 389-416.

[Bird, P. 2003] Bird, P. (2003), **An updated digital model of plate boundaries, Geochem**. Geophys. Geosyst., 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252.

[Bird, P., Z. Liu, y W. K. Rucker 2008] Bird, P., Z. Liu, and W. K. Rucker (2008), **Stresses that drive the plates from below: Definitions, computational path, model optimization, and error analysis**, J. Geophys. Res., 113, B11406, doi:10.1029/2007JB005460.

[Beets, D.J. 1977] Beets, D.J. (1977). **Cretaceous and early Tertiary of Curazao**. 8th Caribbean Geological Conference Guide to Field Excursions, Geophysical Union of America Papers of Geology, Amsterdam, no. 10, 18-28.

[Bell, J.S. 1972] Bell, J.S. (1972). **Geotectonic evolution of the southern Caribbean area, in Studies in Earth and Space Sciences (Hess Volume)**. Geological Society of America, Memoir, 132, 367-386.

[Bouysse, P 1984] Bouysse, P. (1984): **The Lesser Antilles island arc: structure and geodynamic evolution - In: Biju- Duval, B. y Moore, J. (ed.), Init. Repts. DSDP, 78A: Washington (U.S. Gov. Printing Office), pp 83-103.**

[Bouysse, P. 1988] Bouysse, P. (1988): **Opening of the Grenada back-arc basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and early Paleogene. Tectonophysics, 149:121-143.**

[Bouysse, P y Guennoc, P 1983] Bouysse, P y Guennoc, P. (1983): **Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Ste. Lucie et Anguilla. Mar. Geol., 53: 131-166.**

[Bouysse et al 1985] Bouysse, P, Andreieff, P., Richard, M., Baurbron, J., Mascle, A, Maury, R. y Westercamp, D. (1985): **Gèologic de la ride d'Aves et des pentes sous-marines du nord des Petites Antilles. Esquisse bathymétrique à de l'Est-Caribe. Doc. B.R.G.M., 93.**

[Bouysse P. 1988] Bouysse P. (1988). **Opening of the Granada back-arc Basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and Early Paleogene.** Tectonophysics, 149, 121-143.

[Bouysse et al 1990] Bouysse, P., Westercamp, D. y Andreieff, P. (1990): **The Lesser Antilles island arc - In: Moore, J. y Mascle, A. (ed.), Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, 110: 29-44.**

[Brown et al 1973] Brown, R.D., Jr., Ward, P.L., Plafker, G., (1973). **Geologic and Seismologic aspects of the Managua, Nicaragua, eartquakes of December 23, 1972. U.S Geological Survey Professional Paper, 838: 34.**

[Bullard, E y JE Smith, AG, 1965] Bullard, E., Everett, JE Smith, AG, (1965): **The fit of the continents around the Atlantic.**. Bullard, E., Runcorn, KS (Eds), A siyposium on Continental Drift: **Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 258, pp 41-51**

[Burkart, B. 1983] Burkart, B. (1983). **Neogene North American-Caribbean plate boundary across northern Central America: Offset along the Polõchic Fault**. Tectonophysics, 99, 251-270.

[Burke et al 1978] Burke, K., Fox, P. y Sengor, A. (1978): **Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. Journal of Geophysical Research, 83: 3949-3954.**

[Burke et al 1984] Burke, K., Cooper, C., Dewey, J., Mann, P. y Pindell, J. (1984): **Caribbean tectonics and relative plate motions - In: Bonini, W., Hargraves, R. y Shagam, R. (ed.), The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. Geological Society of America, Memoir 162: 31-63.**

[Byrne, D. B., et al 1985] Byrne, D. B., G. Suarez, and W. R. McCann (1985), **Muertos Trough subduction-Microplate tectonics in the northern Caribbean?, Nature, 317, 420-421, doi:10.1038/317420a0.**

[Bowin, C.O. 1968] Bowin, C.O. (1968). **Geophysical study of the Cayman Trough**. Journal of Geophysical Research, 73, 5159- 5173.

[Bowland, C.L. y Rosencrantz, E. 1988] Bowland, C.L. and Rosencrantz, E. (1988). **Upper crustal study of the western Colombian Basin, Caribbean Sea**. Geological Society of America Bulletin, 100, 534-546.

[Calais, E. y Mercier de Lepinay, B. 1991] Calais, E. and Mercier de Lepinay, B. (1991). **From transtension to transpression along the northern Caribbean plate boundary off Cuba: implications for the Recent motion of the Caribbean Plate**. Tectonophysics, 186, 329-350.

[Calvo, C. y Bolz, A. 1994] Calvo, C. and Bolz, A. (1994). **Albian to Campanian explosive island arc volcanism in Costa Rica, A new basis for plate reconstructions of western Caribbean**. Terra Nostra, Schriften de Alfred Wegener Stiftung 2/94, 14 Latinamerika Kolloquium, Abstracts, 11-12.

[Case, J.E. y Holcombe, T.L. 1980] Case, J.E. and Holcombe, T.L. (1980). **Geologic-Tectonic map of the Caribbean Region. U.S**. Geological Survey Miscellaneous Investigation Series I01100, scale 1:2,500,000.

[Case et al 1984] Case, J.E., Holcombe, T.L., y Martin, R.G. (1984). **Map of geologic provinces in the Caribbean region. IEn: W.**

[Castillo, J.E. y Mojica, J. 1989] Castillo, J.E., Mojica, J., (1989). **Orientaciones de esfuerzos actuales a partir de elongaciones tectónicas (breakouts) en algunos pozos petroleros de los Llanos Orientales y del Valle Medio del Magdalena, Colombia, First congress Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro.**

[Chigne, N. y Hernandez, L. 1990] Chigne, N. and Hernandez, L. (1990). **Main aspects of petroleum exploration in the Apure area of Southwestern Venezuela, 1985-1987**. In: Brooks, J. (Ed.), Classic Petroleum Provinces, Geological Society of London. Special Publication No. 50, 55-75.

[Christofferson, E, 1973] Christofferson, E, (1973). **Linear Magnetic Anomalies in the Colombia Basin, Central Caribbean Sea. Geological Society of America Bulletin, V. 84, p. 3217-3230, 6figs., October 1973.**

[Clark, S., et al 2008] Clark, S., M. Sobiasiek, F. Niu, C. A. Zelt, M. B. Magnani, M. S. Miller, M. J. Bezada, y A. Levander (2008a), **Eastern Venezuelan tectonics driven by lithospheric tear geodynamics, not oblique collision, Geochem. Geophys. Geosyst., 9, Q11004, doi:10.1029/2008GC002084.**

[Clark, S., et al 2008] Clark, S. A., C. A. Zelt, M. B. Magnani, and A. Levander (2008b), **Characterizing the Caribbean-South American**

plate boundary at 64AW using wide-angle seismic data, J. Geophys. Res., 113, B07401, doi:10.1029/ 2007JB005329

[Cloetingh, S., y R. Wortel 1985] Cloetingh, S., and R. Wortel (1985), **Regional stress field of the Indian plate**, Geophys. Res. Lett., 12, 77-80, doi:10.1029/GL012i002p00077.

[Cobiella-Reguera, J. L. 2000] Cobiella-Reguera, J. L. (2000). **Jurassic and Cretaceous Geological History of Cuba**. International Geology Review, 42, 594-616.

[Correa-Mora, F., et al 2009] Correa-Mora, F., C. DeMets, D. Alvarado, H. L. Turner, G. Mattioli, D. Hernandez, C. Pullinger, M. Rodriguez, and C. Tenorio (2009), **GPS-derived coupling estimates for the Central America subduction zone and volcanic arc faults: El Salvador, Honduras and Nicaragua, Geophys. J. Int., 179(3), 1279.1291, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04371.x**

[Conrad, C. P., y C. Lithgow-Bertelloni 2006] Conrad, C. P., and C. Lithgow-Bertelloni (2002), **How mantle slabs drive plate tectonics**, Science, 298, 207.209, doi:10.1126/science.1074161.

[Conrad, C. P., and C. Lithgow-Bertelloni 2006] Conrad, C. P., and C. Lithgow-Bertelloni (2006), **The influence of continental roots and asthenosphere on plate-mantle coupling**, Geophys. Res. Lett., 33, L05312, doi:10.1029/2005GL025621.

[Christie, D. M., et al 1992] Christie, D. M., Duncan, R.A., McBirney, A.R., Richards, M.A., White, W.M. and Fox, C.G. (1992). **Drowned islands downstream from the Galapagos hotspot imply extended speciation times**. Nature, 355, 246-248.

[Christman, R.A. 1953] Christman, R.A. (1953). **Geology of St. Bartholomew, St. Martin, and Anguilla, Lesser Antilles**. Geological Society of America Bulletin, 64, 65-96

[Cox, A., Hart, R.B., 1986] Cox, A., Hart, R.B., (1986). **Plate Tectonics: How it Works.** Blackwell Scientific Publications, Oxford, 392 pp.

[Cuevas, E.D. y Maurasse, F.J.-M.R. 1995] Cuevas, E.D. and Maurasse, F.J.-M.R. (1995). **Radiolarian biostratigraphy of the Conset Bay Series, Barbados, West Indies**. 3rd Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Abstracts, 20.

[Curet, E.A. 1992] Curet, E.A. (1992). Stratigraphy and evolution of the Tertiary Aruba Basin. Journal of Petroleum Geology, 15, 283-304.

[Daly, M.C. 1989] Daly, M.C. (1989). **Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador**. Tectonics, 8, 769-790.

[Dean, B.W., Drake, C.L., 1978] Dean, B.W., Drake, C.L., (1978). **Focal mechanism solutions and Tectonics of the Middle America Arc. Journal of Geology, 86: 111-128.**

[DeMets, C., et al 1994] DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, **Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Lett., 21, 2191-2194, (1994).**

[DeMets, C., et al 2000] DeMets, C., P. Jansma, G. Mattioli, T. Dixon, F. Farina, R. Bilham, E. Calais, and P. Mann (2000), **GPS geodetic constraints on Caribbean-North American plate motion**, Geophys. Res. Lett., 27, 437.440, doi:10.1029/ 1999GL005436.

[DeMets, C., 2001] DeMets, C. (2001), **A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc, Geophys. Res. Lett., 28, 4043.4046, doi:10.1029/2001GL013518.**

[DeMets, C., y M. D. Wiggins-Grandison 2007] DeMets, C., and M. D. Wiggins-Grandison (2007), **Deformation of Jamaica and motion of the Gonave microplate from GPS and seismic data, Geophys. J. Int., 168(1), 362.378, doi:10.1111/j.1365-246X. 2006.03236.x.**

[Dengo, G. 1968] Dengo, G. (1968). **Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central**: Guatemala Instituto Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial: Centro Regional de Ayuda Técnica. Agencia para el Desarrollo Internacional, 45 pp.

[Dengo, G. 1985] Dengo, G. (1985). **Mid America: tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia**. In: Nairn, A.E.M., Stehli F.G. and Uyeda, S. (Eds), The Ocean Basins and Margins, 7A, The Gulf of Mexico and the Caribbean, 123-180.

[Dewey, J.W., 1972] Dewey, J.W., (1972). **Seismicity and tectonics of Western Venezuela. Buletin of the Seismological Society of America, 62: 1711-1715.**

[Dickey, P.A. 1980] Dickey, P.A. (1980). **Barbados as a fragment of South America ripped off by continental drift**. Transactions Caribbean Geological Conference, 51-52.

[Diebold, J., Driscoll, N et al 1999] Diebold, J., Driscoll, N. and the EW-9501 Science Team. (1999). **New Insights on the Formation of the Caribbean Basalt Province Revealed by Multichannel Seismic Images of Volcanic Structures in the Venezuela Basin**. In: Mann, P. (Ed.), Caribbean Sedimentary Basins, Sedimentary Basins of the World, Elsevier, 561-589.

[Dillon, W.P. y Vedder, J.G. 1973] Dillon, W.P. and Vedder, J.G. (1973). **Structure and development of the continental margin of**

British Honduras. Geological Society of America Bulletin, 84, 2713-2732.

[Di Marco, G., et al 1995] Di Marco, G., Baumgartner, P.O. and Channell, J.E.T. (1995). **Late Cretaceous-early Tertiary paleomagnetic data and a revised tectonostratigraphic subdivision of Costa Rica and western Panama**. In: Mann, P. (Ed.), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America, 1-27.

[Dolan, J.F.,. et al 1990] Dolan, J.F., Beck, C., Ogawa, Y. and Klaus, A. (1990). **Eocene-Oligocene sedimentation in the Tiburõn Rise/ODP Leg 110 area, an example of significant upslope flow of distal turbidity currents**. Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, 47- 63.

[Donnelly, T.W. 1973] Donnelly, T.W. (1973). **Late Cretaceous basalts from the Caribbean, a possible flood-basalt province of vast size**. EOS, 54, 1004.

[Donnelly, W. 1989] Donnelly, W. (1989). **Geologic history of the Caribbean and Central America**. In: Bally, A.W. and Palmer, A.R. (Eds.), The Geology of North America, Vol. A, An Overview, 299-321.

[Donnelly, T.W., et al 1990] Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenckens, H., Smith, A., Wadge, G. and Westercamp, D. (1990). **History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: Dengo, G. (Ed.)**, The Geology of North America, volume H, The Caribbean Region, 339 - 374.

[Donnelly, T.W., 1994] Donnelly, T.W., (1994), **The Caribbean Cretaceous basalt association: a vast igneous province that in-**

cludes the Nicoya Association of Costa Rica, PROFIL (Univ. Stuttgart) 7, 17-45.

[Donnelly, T.W., 1994] Donnelly, T.W., (1994), **Caribbean sea Floor, in Donovan, S. (ed.), Caribbean Geology: An Introduction, Univ. of the West Indies.**

[Dorreen, J.M. 1951] Dorreen, J.M. (1951). **Rubble bedding and graded bedding in Talara formation of Northwestern Peru**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 35, 1829-1849.

[Douglass, R.C. 1961] Douglass, R.C. (1961). **Orbitolinas from Caribbean Islands**. Journal of Paleontology, 35, 475-479.

[Draper, G. 1999] Draper, G. (1999). **The transition from Cretaceous convergence to Cenozoic strike-slip in Hispaniola and eastern Cuba**. Penrose Conference, Subduction to Strike-Slip Transitions on Plate Boundaries, Abstracts, 27.

[Driscoll, N.W., et al 1995] Driscoll, N.W., Diebold, J.B. and Laine, E.P. (1995). **New Seismic Evidence for Late Cretaceous to Eocene Turbidite Deposition in the Venezuela Basin**. Eos, 76, F615.

[Driscoll, N. W., y J. B. Diebold 1997] Driscoll, N.W. and Diebold, J.B. (1997). **Deformation of the Caribbean region: One plate or two?** Geology, 26, 1043-1046.

[Driscoll, N. W., y J. B. Diebold 1998] Driscoll, N. W., and J. B. Diebold (1998), **Deformation of the Caribbean region: One plate or two?**, Geology, 26(11), 1043.1046, doi:10.1130/ 0091-7613(1998)026<1043:DOTCRO>2.3.CO;2.

[Driscoll, N. W., y J. B. Diebold 1999] Driscoll, N.W. and Diebold, J.B. (1999). **Tectonic and stratigraphic development of the eastern Caribbean: new constraints from multichannel seismic**

data. In: Mann, P. (Ed.), Caribbean Sedimentary Basins, Sedimentary Basins of the World, Elsevier, 591-626.

[Duncan, R. y Hargraves, R. 1984] Duncan, R. y Hargraves, R. (1984): **Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame- In: Bonini, W., Hargraves, R. y Shagam, R. (ed.), The Caribbean - South America Plate Bondary and Regional Tectonics, Geological Society of America, Memoir 162, 81- 93.**

[Dunbar, JA, Sawyer, DS, 1989] Dunbar, JA, Sawyer, DS, (1989): **Patterns of continental extension along the conjugate margins of the Central and Nort Atlantic Oceans and Labrador Sea. Tectonics 8 (5), 1059 - 1077.**

[Dziewonski et al 1988] Dziewonski, A., Ekstrom, G., Maternovskaya, N., (1998c). **Centroid moment tensor solutions for October-December 1997. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 109: 93-105.**

[E. Nelson, J 1969] E. Nelson, Phys. Rev.150, No.4, 1079-1085 (1966): **Derivation of the Schrodinger Equation from Newtonian Mechanics**.

[Echevarria-Rodriguez, G., et al 1991] Echevarria-Rodriguez, G., Hernandez-Perez, G., Lopez-Quintero, J.O., Lopez-Rivera, J.G., Rodriguez-Hernandez, R., Sanchez-Arango, J.R., Socorro-Trujillo, R., Tenreyo-Perez, R. and Yparraguirre-Pena, J.L. (1991). **Oil and gas exploration in Cuba**. Journal of Petroleum Geology, 14, 259-274.

[England, P., y R. Wortel 1980] England, P., and R. Wortel (1980), **Some consequences of the subduction of young slabs**, Earth Planet. Sci. Lett., 47, 403.415, doi:10.1016/0012-821X(80)90028-X.

[Erlich, R.N. y Barrett, S.F. 1990] Erlich, R.N. and Barrett, S.F. (1990). **Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela-Trinidad area**. Tectonics, 9, 161-184.

[Escalante, G. 1990] Escalante, G. (1990). **The geology of southern Central America and western Colombia**. In: Dengo, G. and Case, J.E. (Eds), The Caribbean Region, The Geology of North America, Vol. H, 201-230.

[Forsyth, D., y S.Uyeda 1975] Forsyth, D., and S.Uyeda (1975), **On the relative importance of the driving forces of plate motion**, Geophys. J. R. Astron. Soc., 43, 163-200.

[Forte, A. M., y J. X. Mitrovica 2001] Forte, A. M., and J. X. Mitrovica (2001), **High viscosity deep mantle flow and thermochemical structure inferred from seismic and geodynamic data**, Nature, 410, 1049-1056, doi:10.1038/35074000.

[Fox, P.J., Schreiber, E. y Heezen, B.C. 1971] Fox, P.J., Schreiber, E. and Heezen, B.C. (1971). **The geology of the Caribbean crust, Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge**. Tectonophysics, 12, 89-109.

[Freeland, G.L. y Dietz, R.S. 1972] Freeland, G.L. and Dietz, R.S. (1972). P**late tectonic evolution of the Caribbean - Gulf of Mexico region**. 6th Caribbean Geological Conference, Venezuela, Transactions, 259-264.

[French y Schenk (s/f)] French y Schenk (s/f). **Map Showing Geology, Oil and Gas Fields, and Geological Provinces of the Caribbean Region.[Documento en línea] United States Geological Survey (USGS). Disponible: http://greenwook.cr.usgs.gov/ [Consulta: 2013, Junio 8].**

[Freymueller et al 1993] Freymueller, J.T., Kellog, J.N, and Vega, V., (1993). **Plate motions in the north Andean region. Journal of Geophysical Research 98, 21, 853-21, 863.**

[Frisch, W., et al 1992] Frisch, W., Meschede, M. and Sick, M. (1992). **Origin of the Central American ophiolites, Evidence from paleomagnetic results**. Geological Society of America Bulletin, 104, 1301-1314.

[Glen, J.M.G. y Ponce, D.A. 2002] Glen, J.M.G. and Ponce, D.A. (2002). **Large-scale fractures related to inception of the Yellowstone hotspot**. Geology, 30, 647-650.

[Giraldo , C. 1993] Giraldo, C. (1993). **New Ideas About Displacement and History of El Pilar Fault, Eastern Venezuela**. American Association of Petroleum Geologists/Sociedad Venezolana de Geología International Congress and Exhibition, Caracas, Abstracts, 49.

[Giraldo F et al 1997] Giraldo F, Schmitz M, Arminio J, Audemard F, Martins A, 1997. **Un transecto La Blanquilla-cratón guayanés, Venezuela oriental: modelos corticales. PDVSA EPM, FUNVISIS, USB.**

[Goldstein H, 1950] Goldstein H, 1950. **Mecánica Clásica.** Addison Wesley, Cambridge, MA, 399 pp.

[Govers, R., y P. T. Meijer 2001] Govers, R., and P. T. Meijer (2001), **On the dynamics of the Juan de Fuca plate, Earth Planet**. Sci. Lett., 189, 115.131, doi:10.1016/S0012-821X (01)00360-0

[Granja J, 2005] Granja J, (2005). Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas Departamento de Geodinámica Trabajo de investigación de tercer ciclo, Programa de Doctorado**:**

Geología Dinámica y Ambiental. Geodinámica del borde noreste de la placa caribe.

[Greiner J, 1999] Institut für Geologie und Paläontologie der Eberhard-Karls-Universität Tübingen, Sigwartstrasse 10, D-72076 Tübingen, Germany, Received 4 September 1998; received in revised form 8 November 1998, Computers and Geosciences 25 (1999) 209±216 **Euler rotations in plate-tectonic reconstructions.**

[Grindlay, N. R., et al 2005] Grindlay, N. R., P. Paul Mann, J. F. Dolan, and J.-P. van Gestel (2005), **Neotectonics and subsidence of the northern Puerto Rico-Virgin Islands margin in response to the oblique subduction of high-standing ridges, in Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas, edited by P. Mann, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 385, 31.60.**

[Growdon, M. A., et al 2009] Growdon, M. A., G. L. Pavlis, F. Niu, F. L. Vernon, and H. Rendon (2009), **Constraints on mantle flow at the Caribbean-South American plate boundary inferred from shear wave splitting**, J. Geophys. Res., 114, B02303, doi:10.1029/2008JB005887.

[Guedez, V. 1985] Guedez, V. (1985). Revisión geologíca y evaluación exploratoria del sector de Monay-Carora. VI Congreso Geológico Venezolano, 3103-3143.

[Guzm n-Speziale, M. 1989] Guzm n-Speziale, M. (1989). **The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates, Seismicity and tectonics**. Tectonics, 8, 981-997.

[Hall, S.A., et al 1195] Hall, S.A., Ghosh, N., Casey, J.F. and Burke, K.C. (1995). **Age and formation of oceanic basement beneath the Colombian and Venezuela basins, magnetic anomaly**

evidence. 3rd Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Abstracts, 30-31.

[Harvard CMT catalogue] Harvard University (2006). Global CMT Catalogue. [Datos en línea]. Disponible: **http://www.globalcmt.org/ [Consulta: 2013, Enero 23].**

[Uprh] http://www1.uprh.edu/odum/images/coriolis.gif [Datos en línea]. Disponible:**http://www1.uprh.edu/odum/images/coriolis.gif [Consulta: 2013, Febrero 8].**

[Heidebach et al 2008] Heidbach, O., M. Tingay, A. Barth, J. Reinecker, D. Kurfes, and B. Muller (2008), **The 2008 release of the World Stress Map, http://www.world-stress-map.org, Helmholtz Centre Potsdam, Potsdam, Germany.**

[Hellinger, S.J., 1981] Hellinger, S.J., (1981). **The uncertainties of finite rotations in plate tectonics.** Journal of Geophysical Research 86 (B10), 9312-9318.

[Heubeck, C., y P. Mann 1991] Heubeck, C., and P. Mann (1991), **Geologic evaluation of plate kinematic models for the northern Caribbean plate boundary zone**, Tectonophysics, 191, 1.26, doi:10.1016/0040-1951(91)90230-P.

[Hoernle, K., et al 2004] Hoernle, K., Hauff, F. and van den Bogaard, P. (2004) **A 70 m.y. history (139-69 Ma) for the Caribbean large igneous province Geology**, 32 (8). pp. 697-700. DOI 10.1130/G20574.1.

[Huerfano, H., et al 2005] Huerfano, H., C. von Hillebrandt-Andrade, and G. Baez-Sanchez (2005), **Microseismic activity reveals two stress regimes in southwestern Puerto Rico, in Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands,**

and Offshore Areas, edited by P. Mann, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 385, 81.101.

[Hunter, V.F. 1974] Hunter, V.F. (1974). **The Mid-Tertiary Stratigraphic Unit of the Southern Caribbean Area**. Verhandl. Naturf. Ges. Basel, 84, 172-190.

[Iturralde-Vinent, M.A. 2001] Iturralde-Vinent, M.A. (2001). **Paleontological evidences of the early evolution of the Caribbean Seaway**. Technical Program The NAPC 2001, June 26 - July 1 2001 Berkeley, California.

[Iturralde-Vinent, M.A. 2002] Iturralde-Vinent, M.A. (2002). **Tectonic evolution of the western Caribbean Plate boundary**. 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, Abstracts, 88.

[Klitgord, K.D., Schouten, H., 1986] Klitgord, K.D., Schouten, H., (1986). **Plate kinematics of the central Atlantic.** In: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 351-378.

[Hall, S.A., et al 1995] Hall, S.A., Ghosh, N., Casey, J.F. and Burke, K.C. (1995). **Age and formation of oceanic basement beneath the Colombian and Venezuela basins, magnetic anomaly evidence**. 3rd Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Abstracts, 30-31.

[Hauff, F., et al 2000] Hauff, F., Hoernle, K., Tilton, G., Graham, D.W. and Kerr, A.C. (2000). **Large volume recycling of oceanic lithosphere over short time scales: geochemical constraints from the Caribbean Large Igneous Province**. Earth and Planetary Science Letters, 174, 247-263.

[Hoernle, K., et al 2002] Hoernle, K., van den Bogaard, P., Werner, R., Lissinna, B., Hauff, F., Alvarado, G. and Garbe-Schonberg, D. (2002). **Missing history (16-71 Ma) of the Gal pagos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas**. Geology, 30, 795-798.

[Hoernle, K., et al 2004] Hoernle, K., Hauff, F. and van den Bogaard, P. (2004) **A 70 m.y. history (139-69 Ma) for the Caribbean large igneous province Geology, 32 (8). pp. 697-700. DOI 10.1130/G20574.1.**

[Holcombe, T.L., et al 1990] Holcombe, T.L., Ladd, J.W., Westbrook, G., Edgar, N.T. and Bowland, C.L. (1990). **Caribbean marine geology; Ridges and basins of the plate interior**. In: Dengo, G. and Case, J.E. (Eds), The Caribbean Region, The Geology of North America, vol. H, Geological Society of America, 231-260.

[Hunter, V.F. 1995] Hunter, V.F. (1995). **Limestone buildups as eco-tectonic indicators within the Tertiary of the southern Caribbean region**. 3rd Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Abstracts, 3.

[Iturralde-Vinent, M., et al 1994] Iturralde-Vinent, M.A. (1994). **Cuban Geology, a new plate-tectonic synthesis**. Journal of Petroleum Geology, 17, 39-70.

[Iturralde-Vinent, M., et al 1996] Iturralde-Vinent, M., Millán, G., Korpas, L., Nagy, E. and Pajõn, J. (1996). **Geological interpretation of the Cuban K-Ar database. In: Iturralde-Vinent, M. (Ed.), Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba**, Project 364 Caribbean Ophiolites and Volcanic Arcs, Special Contribution 1, 48-69.

[Iturralde-Vinent, M. y MacPhee, R. 1999] Iturralde-Vinent, M. and MacPhee, R. (1999). **Paleogeography of the Caribbean**

region, implications for Cenozoic biogeography. Bulletin American Museum of Natural History, 238, 1-95.

[James, K.H. 2000] James, K.H. (2000). **The Venezuelan Hydrocarbon Habitat, Part 1, Tectonics, structure, palaeogeography and source rocks**. Journal of Petroleum Geology, 23, 5- 53.

[James, E. y Mitchell, S.F. 2002] James, E. and Mitchell, S.F. (2002). **Stratigraphy of the Eocene Chapelton Formation at Dump, Central Jamaica**. 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, Abstracts, 56.

[James, K.H. 2005a] James, K.H. (2005a). **A simple synthesis of Caribbean geology**. Caribbean Journal of Earth Science 39, 68-82 (this volume).

[James, K.H. 2005b] James, K.H. (2005b). **Cretaceous - Eocene flysch deposits of the Caribbean area: Chronological record of discussions and implications for tectonic history and early phases of hydrocarbon generation**. Caribbean Journal of Earth Science 39, 29-46 (this volume).

[Jansma, P., A. et al 2000] Jansma, P., A. Lopez, G. Mattioli, C. DeMets, T. Dixon, P. Mann, and E. Calais (2000), **Microplate tectonics in the northeastern Caribbean as constrained by Global Positioning (GPS) geodesy, Tectonics, 19, 1021-1037, doi:10.1029/1999TC001170.**

[Johnson, C. y Kauffman, E. 1989] Johnson, C. and Kauffman, E. (1989). **Cretaceous rudistid paleobiogeography of the Caribbean Province**. 12th Caribbean Geological Conference 85.

[Kafka, A.L., Weidner, D.J., 1981] Kafka, A.L., Weidner, D.J., (1981). **Earthquake focal mechanisms and tectonic processes along the**

southern boundary of the Caribbean plate. Journal of Geophysical Research, 86: 2877-2888.

[Kaniuth et al 1999] Kaniuth, K., Drewes, H., Stuber., Temel., Hernandez, J.N., Hoyer, M., Wildermann, E., Kahle, H.G. and Geiger, (1999). **Positions changes due to recent crustal deformations along the Caribbean-South American plate boundary derived from CASA GPS project**. General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Birmingham, U.K. Poster at Symposium GI of International Association of Geodesy.

[Keith H.J., 2005] Keith H.J., (2005), **Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate and arguments for an in situ origin**, Transactions of the 16^{th} Caribbean Geological Conference, Barbados. Caribbean Journal of Earth Science, 39 (2005), 46-47. ©Geological Society of Jamaica.

[Kearey, P. 1974] Kearey, P. (1974), **Gravity and seismic reflection investigations into the crustal structure of the Aves Ridge, eastern Caribbean, Geophys. J. R. Astron. Soc., 38, 435-448.**

[Kellogg, J.N. y Bonini, W.E. 1982] Kellogg, J.N. and Bonini, W.E. (1982). **Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American plate**. Tectonics, 1, 251-276.

[Kellogg, J. y Vega, V., 1995] Kellogg, J. and Vega, V., (1995). **Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. Special Paper Geological Society of America 295, 75-90.**

[Kerr et al 1996] Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Klaver, G.Th., Saunders, A.D. and Thirwall, M.F. (1996). **The geochemistry**

and petrogenesis of the late Cretaceous picrites and basalts of Curacao, Netherlands Antilles: a remnant of an oceanic plateau. Contributions Mineral. Petrology, 124, 29-43.

[Kerr et al 1997] Kerr, A.C., Marriner, F., Tarney, J., Nivia, A, Saunders, A.D, Thirlwall, M.F., Sinton, W., (1997). **Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: Elemental, Chronological and Sr-Nd isotopic constraints on Petrogenesis. Journal of Petrology. 38, pp. 677-702**

[Kerr et al 1999] Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs T.L. and Tarney, J. (1999). **A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks**. Geological Society of America Bulletin, 111, 1581-1599.

[Kerr et al 2002] Kerr, A.C.; Aspden, J.A., Tarney, J., Pilatasig, L.F., (2002). **The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. Journal of the Geological Society. 159, pp. 577-594.**

[Kesler, S.E. 1971] Kesler, S.E. (1971). **Nature of ancestral orogenic zone in nuclear Central America**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 55, 2116-2129.

[Khudoley, K. y Meyerhoff, A. 1971] Khudoley, K. and Meyerhoff, A. (1971). **Paleogeography and geological history of the Greater Antilles**, Geological Society of America Memoir 129, 199 pp.

[Kimura, G., et al 1997] Kimura, G., Silver, E., Blum, P. and the Shipboard Scientific Party. (1997). **Proceedings of the Ocean Drilling Program**, Initial Report 170, 1-458.

[Kolarsky, R. A., et al 1995] Kolarsky, R. A., P. Mann, and W. Montero (1995), **Island arc response to shallow subduction of the**

Cocos Ridge, Costa Rica, in Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America, edited by P. Mann, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 295, 235-262.

[Kreemer et al 2003] Kreemer, C., W. E. Holt, and A. J. Haines (2003), **An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, Geophys. J. Int., 154, 8.34, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01917.x**

[Kluge, R., et al 1995] Kluge, R., Baumann, A., Toetz, A., Maresch, W.V., Stockhert B. and Troesch, M. (1995). **New geochronological constraints on the crustal history of Margarita Island**. 3rd Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Abstracts, 41.

[Kugler, H.G. 1953] Kugler, H.G. (1953). **Jurassic to Recent sedimentary environments in Trinidad**. Bulletin Associacion Suisse des Geologues et Ingenieurs du Petrole, 20, 27-60.

[LaFemina, P., et al 2009] LaFemina, P., T. H. Dixon, R. Govers, E. Norabuena, H. Turner, A. Saballos, G. Mattioli, M. Protti, and W. Strauch (2009), **Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America, Geochem. Geophys. Geosyst., 10, Q05S14, doi:10.1029/2008GC002181.**

[Lamb, H. 1993] Lamb, H. (1993), **Hydrodynamics, 6th ed**., 738 pp., Cambridge Univ. Press, New York.

[Lapierre, H., 1999] Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de L, pinay B., Bosch, D., Moni, P., Tardy, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Polv, M., Yeghicheyan, D. and Cotten, J. 1999. **Late Jurassic Ocean Crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau Picritic Basalts Exposed in the Duarte Igneous Complex, Hispaniola**. Journal of Geology, 107, 193-207.

[Lara, M.E. 1993] Lara, M.E. (1993). **Divergent wrench faulting in the Belize southern lagoon: implications for Tertiary Caribbean plate movements and Quaternary reef distribution**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 77, 1041-1063.

[Lebron, M.C. y Perfit, M.R. 1993] Lebron, M.C. and Perfit, M.R. (1993). **Stratigraphic and petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean arc**. Journal of Geology, 101, 389-396.

[Leroy, S., et al 2000] Leroy, S., A. Mauffret, P. Patriat, and B. M. de Lepinay (2000), **An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies**, Geophys. J. Int., 141(3), 539.557, doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00059.x.

[Lewis, J.F. 1990] Lewis, J.F. and Draper, G. (1990). **Geology and tectonic evolution of the northern Caribbean margin**. In: Dengo, G. and Case, J.E. (Eds), The Caribbean Region, The Geology of North America, vol. H, Geological Society of America, 77-140.

[Lewis, J.F. 2002] Lewis, J.F. (2002). **Is there a regional Albian unconformity in the Greater Antilles? 16th Caribbean Geological Conference**, Abstracts.

[Lonsdale, P. and Klitgord, K.D. 1978] Lonsdale, P. and Klitgord, K.D. (1978). **Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin**. Geological Society of America Bulletin, 89, 981-999.

[López, A. M., et al 2006] López, A. M., S. Stein, T. Dixon, G. Sella, E. Calais, P. Jansma, J. Weber, and P. LaFemina (2006), **Is there a northern Lesser Antilles forearc block?, Geophys. Res. Lett., 33, L07313, doi:10.1029/2005GL025293**

[Lundberg, N. 1983] Lundberg, N. (1983). **Development of forearcs of intraoceanic subduction zones**. Tectonics, 2, 51-61.

[Lyon-Caen, H., et al. 2006] Lyon-Caen, H., et al. (2006), **Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system**, Geophys. Res. Lett., 33, L19309, doi:10.1029/2006GL027694.

[Maresch, W.V., et al 1993] Maresch, W.V., Stockhert, B., Kruckhans-Luder, G., Toetz, A. and Brix, M. (1993). **Structural geology, fabric analysis, petrology and geochronology in concert: how does the Margarita crustal block fit the Caribbean tectonic puzzle?** Geological Society of America Annual Meeting, Boston, Abstracts, A-71.

[Mascle, A. et al. 1986] Mascle, A. et al. (1986). **Synthesis of Shipboard Results: Leg 110 Transect of the Northern Barbados Ridge: Procs**. Ocean Drilling Program, Part A - Initial Reports, 110, 577-591.

[Maury, R.C., et al 1990] Maury, R.C., Westbrook, G.K., Baker, P.E., Bouysse, Ph. and Westercamp, D. (1990). **Geology of the Lesser Antilles. In: Dengo, G. and Case, J.E. (Eds)**, The Geology of North America, Vol. H, The Caribbean Region, 141-166.

[McCann, W., y L. Sykes 1984] McCann, W., and L. Sykes (1984), **Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean, J. Geophys. Res., 89, 4493-4519, doi:10.1029/JB089iB06p04493.**

[McCann, W.R. y Pennington, W.D. 1990] McCann, W.R. and Pennington, W.D. (1990). **Seismicity, large earthquakes and the margin**

of the Caribbean Plate. In: Dengo, G. and Case, J.E. (Eds), The Caribbean Region, Geological Society of America, The Geology of North America, vol. H., 291-306.

[McKenzie, DP, Parker, RL, 1967] McKenzie, DP, Parker RL,(1967). **The North Pacific: an example of tectonics on a sphere.** Nature 216 (5122), 1276-1280.

[McKenzie, D, Sclater, JG, 1971] McKenzie, D, Sclater, JG,(1971). **The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous.** Geophysical Journal of Astronomical Society 25 (5), 437-528.

[Magnani, M. B., 2009] Magnani, M. B., C. A. Zelt, A. Levander, and M. Schmitz (2009), **Crustal structure of the South American Caribbean plate boundary at 67 W from controlled source seismic data, J. Geophys. Res., 114,B02312, doi:10.1029/2008JB005817.**

[Malavé, G., 1997] Malavé, G., 1997. **Seismicity of western Venezuela. Ph.D. thesis Thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, 108-109 pp.**

[Manaker, D. M., et al 2008] Manaker, D. M., E. Calais, A. M. Freed, S. Ali, P. Przybylski, G. Mattioli, P. Jansma, C. Prepetit, and J. B. de Chabalier (2008), **Interseismic plate coupling and strain partitioning in the northeastern Caribbean, Geophys. J. Int. 174(3), 889.903, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03819.x.**

[Mann et al 2002] Mann, P., E. Calais, J. C. Ruegg, C. DeMets, P. E. Jansma, and G. S. Mattioli (2002), **Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations, Tectonics, 21(6), 1057, doi:10.1029/2001TC001304**

[Mann, P., 1999] Mann, Paul. (Ed), (1999). Caribbean Sedimentary Basins: **Clasification and Tectonic Setting from Jurasic to Present.**

Elsevier Science B.V. CARIBBEAN BASINS OF THE WORLD, 4, 3-31pp.

[Mann et al 1990] Mann, P., Schubert, C. y Burke, K. (1990). **Review of Caribbean neotectonics. En: Dengo, G.. Case, J.E (eds.). The Geology of North America Vol H, The Caribbean Region. The Geology of North America. Geological Society of America, p. 307338.**

[Marchant, S. 1956] Marchant, S. (1956). **The Petroleum Geology of S. W. Ecuador**. Symposium Sobre Yacimientos de Petroleo y Gas XX Congreso Geologico Internacional, 64 - 88.

[Mattson, P.H. 1984] Mattson, P.H. (1984). **Caribbean structural breaks and plate movements**. In: Geological Society of America Memoir 162, 131-152.

[Mauffret, A., y S. Leroy 1997] Mauffret, A., and S. Leroy (1997), **Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province**, Tectonophysics, 283(1.4), 61.104, doi:10.1016/S0040-1951(97)00103-0

[Mauffret, A., y S. Leroy 1999] Mauffret, A., and S. Leroy (1999), **Neogene intraplate deformation of the Caribbean Plate at the Beata Ridge, in Sedimentary Basins of the World, vol. 4**, Caribbean Basins, edited by P. Mann, p. 627-669, Elsevier Sci., Amsterdam.

[Meijer, P. T., and M. J. R. Wortel 1992] Meijer, P. T., and M. J. R. Wortel (1992), **The dynamics of motion of the South American plate**, J. Geophys. Res., 97, 11,915-11,931, doi:10.1029/ 91JB01123.

[Meijer, P. T., 1995] Meijer, P. T. (1995), **Dynamics of active continental margins: The Andes and the Aegean region**, Geol. Ultraiectina, 130, 218.

[Meijer, P. T., y M. J. R. Wortel 1999] Meijer, P. T., and M. J. R. Wortel (1999), **Cenozoic dynamics of the African plate with emphasis on the Africa Eurasia convergence**, J. Geophys. Res., 104, 7405.7418, doi:10.1029/1999JB900009.

[Melosh, H. J., y C. A. Williams 1989] Melosh, H. J., and C. A. Williams (1989), **Mechanics of graben formation in crustal rocks: A finite element analysis**, J. Geophys. Res., 94, 13,961-13,973, doi:10.1029/JB094iB10p13961.

[Meschede, M. y Frisch, W., 1998] Meschede, M. and Frisch, W. (1998): **A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. Tectonophysics, 296: 269-291.**

[Metz, H.L. 1968] Metz, H.L. (1968). **Stratigraphic and geological history of extreme northeastern Serrania del Interior, State of Sucre, Venezuela**. Fourth Caribbean Geological Conference, Trinidad, 1965, 275-292.

[Meyerhoff, A.A. y Meyerhoff, H.A. 1971] Meyerhoff, A.A. and Meyerhoff, H.A. (1971). **Continental Drift, IV, the Caribbean "Plate"**. Journal of Geology, 80, 34-60.

[Meyerhoff, A.A. y Hatten, C.W. 1974] Meyerhoff, A.A. and Hatten, C.W. (1974). **Bahamas Salient of North America: Tectonic framework, Stratigraphy, and Petroleum Potential**. In: Burk, C.A. and Drake, C.L. (Eds), The Geology of Continental Margins, New York, Springer-Verlag, 429-446.

[Mills, R.A., et al 1967] Mills, R.A., Hugh, K.E., Feray, F.E. and Swolfs, H.C. (1967). **Mesozoic stratigraphy of Honduras**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 51, 1711-1786.

[Molnar P., Sykes L. R., 1969] Molnar P., Sykes L. R., (1969), **Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. Geol. Soc. of America Bull., 60, 1639-1684.**

[Montgomery, H. 1992] Montgomery, H. (1992). **Jurassic (Tithonian) radiolaria from La D,sirade (Lesser Antilles), preliminary paleontological and tectonic implications**. Tectonics, 11, 1426-1432.

[Montgomery, H., et al 1994] Montgomery, H., Pessagno, E.A., Lewis, J.F. and Schellekens, J. (1994). **Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean**. Tectonics, 13, 725-732.

[Morgan WJ, 1968] Morgan WJ, (1968), **Rises, trenches, great faults and crustal blocks. Journal of Geophysical Research 73 (6), 1959-1982.**

[Morgan WJ, 1983] Morgan, W.J., (1983). **Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic.** Tectonophysics 94 (1-4), 123-139.

[Muessig, K.W. 1978] Muessig, K.W. (1978). **The central Falcón igneous suite, Venezuela: Alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age**. Geologie en Mijnbouw, 57, 261-266.

[Müller, R. D., et al 2008] Müller, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W. R. Roest (2008), **Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust, Geochem**. Geophys. Geosyst., 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.

[Nagle, F. 1972] Nagle, F. (1972). **Rocks from seamounts and escarpments on the Aves Ridge**. VI Conferencia Geologica del Caribe-Margarita, Venezuela, Memorias, 409-413.

[Negredo, A. M., I. et al 2004] Negredo, A. M., I. Jimenez-Munt, and A. Villasenor (2004), **Evidence for eastward mantle flow beneath**

the Caribbean plate from neotectonic modeling, Geophys. Res. Lett., 31, L06615, doi:10.1029/2003GL019315.

[Novi Commentarii, 1776] **Novi Commentarii academiae scientiarum Petropolitanae 20, 1776, pp. 189-207 (E478)**

[Oxburgh, E. R., y E. M. Parmentier 1977] Oxburgh, E. R., and E. M. Parmentier (1977), **Compositional and density stratification in oceanic lithosphere causes and consequences**, J. Geol. Soc., 133, 343-355, doi:10.1144/gsjgs.133.4.0343.

[Perfit, M.R. y Heezen, B.C. 1978] Perfit, M.R. and Heezen, B.C. (1978). **The geology and evolution of the Cayman Trench**. Geological Society of America Bulletin, 89, 1155-1174.

[Pindell, J.L. y Dewey, J.F. 1982] Pindell, J.L. and Dewey, J.F. (1982). **Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the origin of the Gulf of Mexico/Caribbean region**. Tectonics, 1, 179-212.

[Pindell et al 1988] Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J. and Haxby, W. (1988). **A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution**. Tectonophysics, 155, 121-138.

[Pindell, J.L. 1991] Pindell, J.L. (1991). **Geological arguments suggesting a Pacific origin for the Caribbean Plate**. Transactions 12th Caribbean Geological Conference, St. Croix.

[Pindell, J.L., 1993] Pindell, J.L., (1993), **Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, in S.K. Donovan and T.A. Jackson (eds.), University of the West Indies Publisher's Association. Caribbean Geology: An Introduction, pp. 13-39.**

[Pindell et al 1998] Pindell, J.L., Higgs, R. and Dewey, J.F., (1998). **Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution,**

and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. In: Pindell, J. L. y Drake, C. L. (eds) Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustasy, northern South America. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication, 58, pp. 45-86.

[Pindell, J.L. 2001] Pindell, J.L. (2001). **The Pacific Origin of the Caribbean Plate, with emphasis on Cuba: Leicester meeting**, 2001, abstract on www.ig.utexas.edu/CaribPlate/CaribPlate

[Pindell, J.L., et al 2002] Pindell, J. and Kennan, L. (2002a). **Critical assessment of Caribbean seismic tomography (Hilst, 1990) in light of Caribbean kinematic evolution**. 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, Abstracts, 97

[Pindell, J. y Kennan, L. 2002] **Pindell, J. and Kennan, L. (2002b). Palinspastic paleogeographic evolution of Eastern Venezuela and Trinidad**. 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, Abstracts, 99.

[Pindell, J. y Kennan, L. 2003] Pindell, J. and Kennan, L. (2003). **Synthesis of Gulf of Mexico and Caribbean Tectonic Evolution: Pacific Model for Caribbean Lithosphere**. AAPG International Meeting, Barcelona, abstracts, A74

[Pindell et al 2005] Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W., Stanek, K., Draper, G. and Higgs, R., (2005). **Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Ave-Lallemant and Sisson (eds) Geological Society of America Special Paper 394, pp. 7-52**

[Pindell , J.L y Kennan, L., 2009] Pindell, J., Kennan, L. (2009). **Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean an northen**

South America in the mantle reference frame: an update. Geological Society, London, Special publications 2009; v.328; p. 1-55 doi: 10.1144/SP328.1

[Stephan et al 1990] Stephan, J., Mercier de Lepinay, b., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J., Thery, J., Tournon, J., Blanchet, R. y Dercourt, J. (1990): **Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. Bull. Soc. Géol. Fr., 8 (6): 915-919.**

[Pindell , J.L y Barrett, S. F., 1990] Pindell, J. L. and Barrett, S. F., (1990), **Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective in Dengo, G., and Case, J. E., (eds.), The Caribbean, Volume H, Decade of North American Geology, Geological Society of America, Boulder, Colorado, p.404-432**

[Pinet, B., et al 1985] Pinet, B., Lajat, D., Le Quellec, P. and Bouysse, Ph. (1985). **Structure of Aves Ridge and Grenada Basin from Multichannel Seismic Data**. Géodynamique des Caraibes, Symposium Paris, Editions Technip, 27, Rue Ginoux, 53-56.

[Piñero-Feliciangeli, L. T., y J. M. Kendall 2008] Piñero-Feliciangeli, L. T., and J. M. Kendall (2008), **Sub-slab mantle flow parallel to the Caribbean plate boundaries: Inferences from SKS splitting**, Tectonophysics, 462(1.4), 22.34, doi:10.1016/j.tecto.2008.01.022.

[Pitman, WC, Talwani, M., 1972] Pitman, WC, Talwani, M., (1972), **Seafloor spreading in the Nort Atlantic.** Geological Society of America Bulletin 83, 619-646.

[Pubellier, M., et al 2000] Pubellier, M., Mauffret, A., Leroy, S., Vila, J.-M. and Amilcar, H. 2000. **Plate boundary readjustment in oblique convergence, Example of the Neogene of Hispaniola, Greater Antilles**. Tectonics, 19, 630-648.

[Pszczolkowski, A. 1999] Pszczolkowski, A. (1999). **The exposed passive margin of North America in Western Cuba**. In: Mann, P. (ed.),Caribbean Sedimentary Basins, Sedimentary Basins of the World, Elsevier, 93-121.

[Reid, J., et al 1991] Reid, J., P. Plumley, and J. Schellekens (1991), **Paleomagnetic evidence for late Miocene counterclockwise rotation of north coast carbonate sequence, Puerto Rico**, Geophys. Res. Lett., 18, 565-568, doi:10.1029/ 91GL00401.

[Révillon, S., et al 1991] Révillon, S., Hallot, E., Arndt, N.T., Chauvel, C. and Duncan, R.A. (2000). **A Complex History for the Caribbean Plateau: Petrology, Geochemistry, and Geochronology of the Beata Ridge, South Hispaniola**. Journal of Geology, 108, 641-661.

[Richardson, R. M., et al 1979] Richardson, R. M., S. C. Solomon, and N. H. Sleep (1979), **Tectonic stress in the plates**, Rev. Geophys. Space Phys., 17, 981-1019, doi:10.1029/ RG017i005p00981.

[Richter, F. M., y D. P. McKenzie 1978] Richter, F. M., and D. P. McKenzie (1978), **Simple plate models of mantle convection**, J. Geophys., 83, 441-471.

[Robinson, E. 1967] Robinson, E. (1967). **Submarine slides in White Limestone Group, Jamaica**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 51, 569-578.

[Rosecrantz, E., y P. Mann 1991] Rosencrantz, E., and P. Mann (1991), **SeaMARC II mapping of transform faults in the Cayman Trough, Geology, 19, 690.693, doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0690:SIMOTF>2.3.CO;2.**

[Rosecrantz, E., et al 1988] Rosecrantz, E., Ross, M. I., Sclater, J. G., (1988). **Age and spreading history of the Cayman Trough is**

determined from depht, heat flow and magnetic anomalies. Journal of Geophysical Research, Vol: 93, 2141-2157pp.

[Rosencrantz, E. 1990] Rosencrantz, E. (1990). **Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies**. Tectonics, 9, 1037-1059.

[Rosecrantz, E 1993] Rosencrantz, E. (1993). **Revised opening history of the Cayman Trough, Caribbean Sea**. Geological Society of America Annual Meeting, Tectonics, Session 22, Abstracts, A-71.

[Rosendahl, B.R., et al 1992] Rosendahl, B.R., Meyers, J. and Groschel, H. (1992). **Nature of the transition from continental to oceanic crust and the meaning of reflection Moho**. Geology, 20, 721-724.

[Ross, M.I. y Scotese, C.R. 1988] Ross, M.I. and Scotese, C.R. (1988). **A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region**. Tectonophysics, 155, 139-168.

[Russo, R. M., et al 1996] Russo, R. M., P. G. Silver, M. Franke, W. B. Ambeh, and D. E. James (1996), **Shear-wave splitting in northeast Venezuela, Trinidad, and the eastern Caribbean**, Phys. Earth Planet. Inter., 95(3.4), 251.275, doi:10.1016/0031-9201(95)03128-6.

[Sageman, B.B. y Speed, R.C. 2002] Sageman, B.B. and Speed, R.C. (2002). **Upper Eocene limestones, associated sequence boundary, and proposed Eocene tectonics in Eastern Venezuela**. In: Bartolini, C. et al. (Eds), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics, AAPG Memoir 79, 330-339.

[Salvador, A. 1987] Salvador, A. (1987). **Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71, 419-451.

[Saunders, J.B., 1973] Saunders, J.B., Edgar, N.T., Donnelly, T.W. and Hay, W.W. (1973). **Cruise synthesis**. In: Edgar, N.T. et al. (Eds), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, D. C., U. S. Government Printing Office, 15, 1077-1111.

[Schellart, W. P., et al 2007] Schellart, W. P., J. Freeman, D. R. Stegman, L. Moresi, and D. May (2007), **Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width, Nature**, 446, 308-311, doi:10.1038/nature05615.

[Sigurdsson, H., et al 1996] Sigurdsson, H., Leckie, R.M. and Acton, G.D. 1996. **Caribbean Ocean History and the Cretaceous/Tertiary Boundary Event: Ocean Drilling Program**, Leg 165 Preliminary Report.

[Sykes, L.R., Mc Cann, W.R. y Kafka, A.L. 1982] Sykes, L.R., Mc Cann, W.R. and Kafka, A.L. (1982). **Motion of the Caribbean Plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements**. Journal of Geophysical Research, 87, 10656-10676.

[Silver, E. et al 1975] Silver, E., Case, J. y Macgillavry, H. (1975): **Geophysical study of the Venezuelan Borderland. Bulletin of the Geological Society of America, 86: 213-226.**

[Smith, W. H. F. y Sandwell D. T., 1997] Smith, W. H. F. y Sandwell D. T., (1997). **Global seafloor topography from satellite alimetryand ship depth soundings. Science, Vol: 277, 1957-1962pp.**

[Srivastava, S.P., Tapscott, C.R., 1986] Srivastava, S.P., Tapscott, C.R., (1986). **Plate kinematics of the North Atlantic.** In: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 379-404.

[Srivastava, S.P., Tapscott, C.R., 1992] Srivastava, S.P., Verhoef, J., (1992). **Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the North Central Atlantic: a preliminary plate kinematic solution. In: Parnell, J. (Ed.), Basins on the Atlantic Seaboard: Petroleum Geology, Sedimentology and Basin Evolution.** Geological Society of London Special Publication 62, pp. 397-420.

[Scholz, C. H., y J. Campos 1995] Scholz, C. H., and J. Campos (1995), **On the mechanism of seismic decoupling and back-arc spreading at subduction zones**, J. Geophys. Res., 100, 22,103.22,115, doi:10.1029/95JB01869.

[Snoke, A.W. 1990] Snoke, A.W. (1990). **An evaluation of the petrogenesis of the accreted Mesozoic Island Arc of the Southern Caribbean**. Second Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago, Transactions, 222-243.

[Stainforth, R.M. 1969] Stainforth, R.M. (1969). **The concept of sea-floor spreading applied to Venezuela**. Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo, Boletin Informático, 12, 257-274.

[Steinberger, B., H. Schmeling, y G. Marquart 2001] Steinberger, B., H. Schmeling, and G. Marquart (2001), **Large-scale lithospheric stress field and topography induced by global mantle circulation, Earth Planet**. Sci. Lett., 186, 75.91, doi:10.1016/S0012-821X(01) 00229-1

[Sykes, L.R., Mc Cann, W.R. y Kafka, A.L. 1982] Sykes, L.R., Mc Cann, W.R. and Kafka, A.L. (1982). **Motion of the Caribbean Plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements**. Journal of Geophysical Research, 87, 10656-10676.

[Tardy, M., Sigal, J. y Gacon, G. 1974] Tardy, M., Sigal, J. and Gacon, G. (1974). B**osquejo sobre la estratigrafía y paleogeografía de los flysch Cretácicos del sector transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México**. Instituto de Geología, UNAM, Serie Duval, no. 2.

[Tardy, M., et al 1994] Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J-B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martinez, J., Talavera, E., Ortiz, H., Stein, G. Bourdier, J.L. and Yta, M. (1994). **The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia), a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous**. Tectonophysics, 230, 49-73.

[Ten Brink, Uri. y Lin, Jian] Ten Brink, Uri. and Lin, Jian. (en prensa). **Stress interaction between subduction earthquakes and forearc strike-slip faults: Modeling and application to the northern Caribbean plate boundary**. Journal of Geophysical Research.

[Ten Brink, U.S., Coleman, D.F. and Coleman, W.P. 2001] Ten Brink, U.S., Coleman, D.F. and Coleman, W.P. (2001). **Asymmetric seafloor spreading, crustal thickness variations and transitional crust in Cayman Trough from gravity**. Geological Society of America Abstracts from the International Geological Correlation Programme, Project 433-Caribbean Plate Tectonics

[Tomblin, J.F. 1970] Tomblin, J.F. (1970). **Field guide to the Grenadines, Lesser Antilles**. International Field Institute Guidebook to the Caribbean Island-Arc System, American Geological Institute (article individually paginated).

[Tomblin, J.F. 1975] Tomblin, J.F. (1975). **The Lesser Antilles and Aves Ridge**. In: Nairn A.E.M. and Stehli, F.G. (Eds), The Ocean Basins and Margins, Plenum Press, NY., vol. 3, 467-500.

[Tovish, A., et al] Tovish, A., G. Schubert, and B. P. Luyendyk (1978), **Mantle flow pressure and the angle of subduction: Non-Newtonian corner flows**, J. Geophys. Res., 83(B12), 5892.5898, doi:10.1029/JB083iB12p05892.

[Van der Hilst, R 1990] Van der Hilst, R. (1990): **Tomography with P, PP and pP delay-time data and the three-dimensional mantle structure below the Caribbean region. Geol. Ultraiectina, 67, p 250.**

[Van der Hilst, R., y P. Mann 1994] van der Hilst, R., and P. Mann (1994), **Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America**, Geology, 22, 451.454, doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0451:TIOTIO>2.3.CO;2.

[Vaughan, T.W. y Wells, J.W. 1945] Vaughan, T.W. and Wells, J.W. (1945). **American old and middle Tertiary larger foraminifera and corals**, Geological Society of America Memoir 9, 175 pp.

[Villamil, T., et al 1999] Villamil, T., Arango, C. and Hay, W.W. (1999). **Plate tectonic paleoceanographic hypothesis for Cretaceous source rocks and cherts of northern South America**. GSA Special Paper 332, 191-202.

[Viniegra, O.F. 1971] Viniegra, O.F. (1971). **Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 55, 478-494.

[Vivas, V. y Macsotay, O. 2002] Vivas, V. and Macsotay, O. (2002). **Cretaceous (Senonian)-Paleocene paleoceanographic continuity between the Caribbean Plate's abyssal facies (Venezuelan Basin) and the South American Plate's slope and shelf facies (northern Venezuela)**. 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, Abstracts, 70.

[Wadge, G., y K. Burke 1983] Wadge, G., and K. Burke (1983), **Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution**, Tectonics, 2, 633-643, doi:10.1029/TC002i006p00633.

[Wadge, G., y J. B. Shepherd 1984] Wadge, G., and J. B. Shepherd (1984), **Segmentation of the Lesser-Antilles subduction zone, Earth Planet**. Sci. Lett., 71, 297.304, doi:10.1016/ 0012-821X(84)90094-3.

[Weber, J., et al 2001] Weber, John C.., Dixon, Timothy H., DeMets, C., Ambeh, W. Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., Pérez, O., (2001). **GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. Geological Society or America, Vol: 29 nº1, 75-78pp.**