



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS

“MODELADO NUMÉRICO EN 2D PETROLÓGICO-TERMOMECAÁNICO
APLICADO A LA ZONA DE SUBDUCCIÓN MEXICANA”

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
SILVIA VIOLETA NAVA LARA

TUTOR:
DR. VLAD C. MANEA
(Centro de Geociencias)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:
Dr. Luca Ferrari Pedraglio (Centro de Geociencias)
Dr. Allen Husker (Instituto de Geofísica)
Dr. Vladimir Kostoglodov (Instituto de Geofísica)
Dra. Teresa Orozco Esquivel (Centro de Geociencias)

Juriquilla, Querétaro. Noviembre de 2016.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales."

*Me parecía que, procurando instruirme,
no había conseguido más provecho que
el de descubrir cada vez mejor mi ignorancia.*

Discurso del Método, René Descartes.

Agradecimientos:

Quiero dedicar mi trabajo de una manera muy especial a la memoria de Lala, Luis e Ivan, que se fueron justo cuando yo iba a iniciar esta etapa. Algún día, espero que muy lejano, nos volveremos a encontrar.

A Lety, Dante y Enrique, agradezco su valiosa amistad en todo momento, en especial en aquellos días difíciles, su apoyo significó mucho para mí. A mi amiga Martha: gracias por acompañarme siempre a la distancia.

Giovanny y Paola, por su amistad en estos años y hacer del cubículo un lugar muy divertido, “estudiar” la maestría no hubiera sido lo mismo sin ustedes. A aquellos amigos que iban de visita a mi cubo, principalmente Daniela, Félix, Hector, Paco, Eliseo y Pedrinho. A los chicos de mi casa, Walter, Juan Manuel y Rosario, con los que compartí pláticas, comidas, cervezas, desveladas, conciertos y muchas risas. A Daniel y Emmanuel que no faltaban a las reuniones y convivios de la casa, gracias por ser mis amigos y hacerme reír con sus ocurrencias.

A mis profesores de la maestría por compartir parte de su conocimiento. Encontrar personas que despierten nuestra admiración siempre es gratificante, con especial mención al Dr. Luca, Dr. Molina, Dra. Penélope, Dr. Zúñiga, Dr. Mariano, Dr. Nieto y Dr. Martín Díaz (a la distancia).

A la UNAM y CONACyT por brindarme la oportunidad de continuar con mis estudios de posgrado. A la DGAPA a través de los proyectos de investigación PAPIIT 106716, 109613 y 106315; y al Laboratorio de Geodinámica Computacional por el uso de la infraestructura de cálculo del mismo.

Al Dr. Vlad por haberme aceptado como su alumna, por su paciencia, apoyo y enseñanzas y a la Dra Marina por sus aportaciones y asesorías en programación. A mis sinodales Dr. Luca, Dra Tere, Dr. Allen y Dr. Kostoglodov por sus comentarios y observaciones tan oportunas y enriquecedoras de este trabajo.

Infinitas gracias a la Sra. Marta Pereda por ser siempre tan atenta conmigo, con todos los que pasan por Cgeo, y siempre estar en la mejor disposición de ayudar. Una gran persona que hace un excelente trabajo.

Y por último, a mi familia: mi hermano-amigo Joel, por ser desde siempre un gran ejemplo para mí y hacerme sentir como la oveja negra de la familia. A mis papás: Joel y Silvia, que son las mejores personas que hay en el mundo, gracias por mantener y transmitirme ese espíritu curioso, que me enseñó que lo que sé nunca es suficiente y que siempre debo aprender más.

CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS.....	3
LISTA DE TABLAS.....	5
RESUMEN.....	6
INTRODUCCIÓN.....	7
CAPÍTULO I.....	11
MODELOS NUMÉRICOS EN GEODINÁMICA.....	11
1.1 Ecuaciones implementadas en el modelo.....	11
1.1.1 Ecuación de continuidad o conservación de masa.....	12
1.1.1.1 Deducción de la ecuación de continuidad de forma Euleriana.....	12
1.1.2 Ecuación de momento.....	15
1.1.2.1 Ecuación de Navier-Stokes.....	18
1.1.3 Ecuación de conservación de calor.....	18
1.2 Método de diferencias finitas para la modelación numérica en geodinámica.....	21
1.2.1 Pasos para aplicar el método de diferencias finitas:.....	22
1.3 Nodos y esquemas de cálculo.....	23
1.3.1 Método de marcadores en celda o trazadores.....	23
1.3.2 Solución de las ecuaciones.....	26
1.4 Implementación de una reología realista del manto dentro del código numérico.....	28
1.5 Método de multigrad.....	30
CAPÍTULO II.....	32
METODOLOGÍA.....	32
2.1 Características de la malla de cálculo.....	32
2.2 Definición de las condiciones de frontera en el modelo.....	32
2.3 Capas numéricas dentro del código.....	35
2.4 Dimensiones de los modelos.....	36
2.5 Limitantes de los modelos numéricos de prueba.....	38
CAPÍTULO III.....	39
CONFIGURACIÓN DE LAS ZONAS DE SUBDUCCIÓN.....	39
3.1 Influencia de los parámetros de subducción en la geometría del slab.....	42

3.2 La zona de subducción mexicana.....	44
3.2.1 Variaciones en la velocidad de las placas.....	45
3.2.2 Edad de las placas.....	46
3.2.1 Geometría del slab en la zona de subducción mexicana.....	48
CAPÍTULO IV.....	50
RESULTADOS.....	50
4.1 Influencia de la edad de la placa que subduce.....	51
4.2 Influencia de la velocidad de convergencia.....	54
4.3 Influencia de las variables de edad y velocidad de convergencia en la posición del arco volcánico.....	58
4.3.1 Influencia de la edad de la placa en subducción.....	59
4.3.2 Influencia de la velocidad de la placa que subduce.....	64
CAPÍTULO V.....	70
DISCUSIÓN.....	70
CONCLUSIONES.....	79
REFERENCIAS.....	81

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura</i>	Pág.
Figura 1.1 Cubo elemental Euleriano considerado para la deducción de la ecuación de continuidad (Modificado de Gerya, 2010).	13
Figura 1.2 Volumen elemental Lagrangiano, para la deducción de la ecuación de momento (Modificado de Gerya, 2010).	16
Figura 1.3 Volumen Lagrangiano elemental considerado para deducir la ecuación de conservación de calor (Modificado de Gerya, 2010).	20
Figura 1.4 Malla numérica para la implementación de las ecuaciones en el modelo. Es irregularmente espaciada, con celdas más finas hacia la zona de subducción.	22
Figura 1.5 Estencil en malla bidimensional para interpolar las propiedades físicas de los marcadores a los nodos (Modificado de Gerya, 2010).	25
Figura 1.6 Diagrama de flujo del código numérico termomecánico para la solución de las ecuaciones diferenciales parciales por el método de diferencias finitas y la aplicación de la técnica de trazadores (Modificado de Gerya, 2010).	27
Figura 1.7 Proceso de difusión donde inicialmente los átomos de una especie están a la izquierda de la línea punteada y además existen vacíos. Después de un tiempo algunos átomos se moverán aleatoriamente hacia los espacios vacantes como indican las flechas, creando nuevos vacíos y mezclándose con los átomos de otra especie (Modificado de Turcotte, 2003).	29
Figura 1.8 Dislocación en un arreglo cúbico de átomos, que constituyen una deformación en un plano no perpendicular (Modificado de Turcotte, 2003).	29
Figura 2.1 Distribución de nodos en la malla numérica (Modificado de Gerya, 2010).	33
Figura 2.2 Configuración inicial de las condiciones de frontera en el modelo.	34
Figura 2.3 Gráfico del gradiente de temperatura (en ° C).	35
Figura 2.4 Distribución de las capas en el modelo, con el proceso de subducción ya iniciado.	36
Figura 2.5 Distribución inicial de temperaturas para modelos de diferentes dimensiones. a) 1500x300 km, b) 2000x600 km y c) 3000x900 km.	37
Figura 3.1 Esquema general de las principales fuerzas que actúan en una zona de subducción (Modificado de Lallemand et al. 2005).	41
Figura 3.2 Contexto tectónico regional en la zona de subducción mexicana (Manea et al., 2013).	45
Figura 3.3 Edad de la corteza oceánica en el sistema de subducción de Mesoamérica, del estado actual a la historia en los últimos 60 Ma (Sdrolias y Müller, 2006).	47
Figura 3.4 Vista lateral de la geometría de los slabs de subducción en las placas de Cocos y Rivera, interpretada a partir de la ubicación de hipocentros (Pardo y Suárez, 1995).	49
Figura 4.1 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos con una	51

placa oceánica de edad variable y velocidad constante de: 1 cm/año y 3 cm/año.	
Figura 4.2 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos con una placa oceánica de edad variable y velocidad constante de: 5 cm/año y 7 cm/año.	52
Figura 4.3 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos con una placa oceánica de edad variable y velocidad constante de: 9 cm/año y 10 cm/año.	53
Figura 4.4 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos de subducción para una placa oceánica con edad constante de 10 Ma, con una variación en la velocidad de la placa que subduce, en dos distintos pasos de tiempo.	55
Figura 4.5 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos de subducción para una placa oceánica con edad constante de 25 Ma, con una variación en la velocidad de la placa que subduce, en dos distintos pasos de tiempo.	56
Figura 4.6 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos de subducción para una placa oceánica con edad constante de 75 Ma, con una variación en la velocidad de la placa que subduce, en dos distintos pasos de tiempo.	57
Figura 4.7 Distancias medidas en los gráficos de composición: D1, distancia medida desde la trinchera a la proyección en superficie del punto en el slab que alcanza la profundidad de 122 km; D2, distancia para la profundidad de 108 km; D3, distancia para la profundidad de 94 km.	58
Figura 4.8 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de velocidades constantes y bajas (1 y 3 cm/año) y tres edades variables de la placa que subduce (15, 50 y 100 Ma).	59
Figura 4.9 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de velocidades constantes e intermedias (5 y 7 cm/año) y tres edades variables de la placa que subduce (15, 50 y 100 Ma).	60
Figura 4.10 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de velocidades constantes y altas (9 y 10 cm/año) y tres edades variables de la placa que subduce (15, 50 y 100 Ma).	61
Figura 4.11 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de placa joven con edad constante (10 Ma) y velocidades variables de 1 a 10 cm/año.	64
Figura 4.12 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de placa intermedia con edad constante (25 Ma) y velocidades variables de 1 a 10 cm/año.	65
Figura 4.13 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de placa antigua con edad constante (75 Ma) y velocidades variables de 1 a 10 cm/año.	66
Figura 5.1 Evolución en el tiempo para los modelos que producen subducción plana para edades de la placa de A) 10 Ma y B) 15 Ma.	73
Figura 5.2 Gráficos de topografía para la placa en Jalisco.	76
Figura 5.3 Gráficos de topografía para la placa en Guerrero.	77
Figura 5.4 Gráficos de topografía para la placa en Chiapas.	78

LISTA DE TABLAS

Tabla	Pág.
Tabla 2.1 Resumen de las propiedades físicas de los materiales utilizados dentro del código en los modelos numéricos (Modificado de Turcotte y Schubert, 2002; Ranalli, 1995; Gerya 2002).	35
Tabla 4.1 Síntesis de los modelos con las características de velocidad, edad de la placa de subducción y duración de la subducción (en Ma).	50
Tabla 4.2 Funciones de ajuste para los gráficos de dispersión de la distancia entre la trinchera y la proyección del arco volcánico obtenidos de los modelos para placas con velocidad constante y edad variable.	63
Tabla 4.3 Funciones de ajuste para los gráficos de dispersión de la distancia entre la trinchera y la proyección del arco volcánico obtenidos de los modelos para placas con edad constante y velocidad variable.	68
Tabla 4.4 Ángulos medidos en el slab para un estado final de evolución en el modelo, para cada uno de los parámetros variables definidos en la Tabla 4.1.	69
Tabla 5.1 Modelos que generan una configuración del slab similar a la encontrada en la zona de subducción Mexicana.	71
Tabla 5.2 Modelos que cumplen con los criterios de velocidad, edad y ángulo de la placa que subduce en la zona de subducción mexicana.	72
Tabla 5.3 Edades de la placa que subduce (en Ma) para tres ubicaciones de la zona de subducción mexicana, en los últimos 60 Ma (Sdrolías y Müller, 2006).	74
Tabla 5.4 Modelos que cumplen con los criterios de edad y ángulo de subducción para tres zonas de México.	74

RESUMEN

Los modelos numéricos aplicados a geodinámica permiten estudiar la evolución temporal de la subducción. El objetivo general de este trabajo es conocer la influencia de dos parámetros de la placa que subduce (edad y velocidad) en la evolución espacio-temporal de las zonas de subducción en general, con un enfoque principal en la zona de subducción Mexicana. Los valores actuales de velocidad y edad de la placa a lo largo de la zona de subducción mexicana no explican la heterogeneidad en la geometría del slab, por eso la modelación numérica es un excelente auxiliar para conocer los posibles casos que dieron lugar a la geometría de hoy en día. Gerya (2010) desarrolló un código numérico por diferencias finitas que sirve como base para este estudio. El código trabaja con tres ecuaciones principales: la ecuación de continuidad, la ecuación de conservación de masa y la ecuación de conservación de momento. A partir del código numérico se realizaron 36 modelos con variaciones sistemáticas en la velocidad y edad de la placa subducida. Los modelos se configuraron con velocidades entre 1 y 10 cm/año, con una edad de la placa que va de 10 a 100 Ma. Distintas condiciones iniciales en la subducción producen geometrías variadas, comparables con las encontradas en México. Además, la ubicación del arco volcánico está relacionada a la geometría del slab y los desplazamientos que se producen en el arco volcánico son una expresión en superficie de los cambios en el ángulo del slab al interior. Los modelos fueron clasificados de acuerdo con la edad de la placa que subduce como: jóvenes, intermedios y antiguos (10-15, 25-50 y 75-100 Ma, respectivamente); y por su velocidad como: lentos, intermedios y rápidos (1-3, 5-7 y 9-10 cm/año, respectivamente). Las placas jóvenes y lentas tienden a disminuir la distancia entre la proyección del arco y la trinchera con el paso del tiempo, las placas de edad y/o velocidad intermedia mantienen constante la ubicación del arco volcánico. Por otro lado, las placas rápidas pueden presentar tanto un alejamiento como un acercamiento del arco a la trinchera, lo que depende de la edad de la placa; de igual manera las placas antiguas presentan ambos comportamientos dependiendo de la velocidad. Tres localidades a lo largo de la trinchera en México, con una edad reportada por Sdrolias y Müller (2006), se ajustan a distintos modelos. En Jalisco, donde el slab tiene un ángulo de buzamiento de 50° (Pardo y Suárez, 1995), el modelo que genera esa geometría es el de velocidad de 1 cm/año, para cualquier edad de la placa. El gráfico de la evolución espacio-temporal de la topografía en 3D a partir del código muestra una elevación en el frente de la placa oceánica comparable con un perfil de la topografía actual en Jalisco trazado perpendicular a la trinchera. En Chiapas, con un ángulo de buzamiento de 30° (Pardo y Suárez, 1995), el modelo que se ajusta es el de edad 25 Ma y velocidad 9 cm/año, además el modelo topográfico después de 8 M.a coincide con la elevación del perfil trazado perpendicularmente a la trinchera. Varios modelos de prueba originan una subducción subhorizontal como en Guerrero, sin embargo el que mejor se ajusta a la edad y velocidad real de la placa en esa zona corresponde al configurado con una velocidad de 7 cm/año y una edad de la placa de 10 Ma. El perfil topográfico perpendicular a la trinchera está dentro del rango de elevaciones predicho por el modelo topográfico en 3D.

INTRODUCCIÓN

La modelación numérica aplicada a los procesos geodinámicos es relativamente reciente y está fuertemente relacionada al desarrollo tecnológico de los equipos de cómputo.

De acuerdo con Gerya (2010), a principios de la década de 1970 se empezaron a desarrollar los primeros modelos numéricos en 2D (Minear-Toksoz, 1970; Torrance-Turcotte, 1971). Los modelos eran muy sencillos, de baja resolución, con velocidades predefinidas y de tipo termomecánico. Hacia 1977 se desarrolló el primer modelo termo-químico para la convección en el manto en 2D (Keondzhyan-Monin, 1977, 1980). Posteriormente se realizaron los primeros modelos mecánicos de colisión continental (Daignières et al., 1978; Bird, 1978) mediante aproximaciones por diferencias finitas. A mediados de los años 80 se introdujeron los modelos esféricos en 3D para modelar procesos de convección en el manto (Baumgardner, 1985; Machetel et al., 1986). En 1988 se realizó el primer modelo de convección en el manto en 3D de tipo cartesiano (Cserepes et al., 1988; Houseman, 1988). Desde entonces el avance en el desarrollo de modelos numéricos ha sido muy rápido.

Actualmente para los estudios especializados en la resolución de problemas de convección en el manto se cuenta con diversos programas de modelación (Computational Infrastructure for Geodynamics, 2016), como:

- Aspect: Es un código de elementos finitos para la simulación de problemas de convección térmica en modelos de 2D y 3D. Desarrollado por CIG (Computational Infrastructure for Geodynamics).
- CitcomCU: Código de elementos finitos paralelos, capaz de modelar convección termoquímica en un dominio tridimensional. Es apropiado para modelar la convección del manto terrestre. Fue desarrollado por University of Colorado Boulder.
- CitcomS: Código de elementos finitos diseñado para modelar problemas de convección termoquímica compresible relativos al manto terrestre. Está escrito en C y se basa en el código desarrollado por Louis Moresi.

- ConMan: Es un programa de elementos finitos para la solución de problemas térmicos de convección en dos dimensiones. Fue escrito por Scott King, Arthur Raefsky y Brad Hager, desarrollado en Fortran 77.
- HC: Resuelve problemas de circulación global del manto, de acuerdo con Hager y O'Connell (1981). Puede obtener velocidades, tracciones y geoides para distribuciones de densidad y velocidades de placa sencillas.
- Ellipsis3D: Versión en 3D del código Ellipsis con elementos finitos de partículas en celda, es un código de modelación sólida para materiales visco-elastoplásticos. Combina las formulaciones mecánicas Lagrangianas y Eulerianas. Desarrollado por Citcom.
- I2(3)ELVIS: desarrollado por Taras Gerya, este código utiliza diferencias finitas acopladas con trazadores para la composición química, es uno de los códigos más desarrollados que combina el modelado termo-mecánico con la petrología de las rocas, y usa una reología realista de las rocas de tipo visco-elasto-plástica.

Otras aplicaciones de la modelación numérica en el campo de la geodinámica consisten en simular la dinámica de procesos corticales de deformación, sismología, volcanes, orogenias, y rifting.

En trabajos previos para la zona de subducción en México se realizaron modelos termomecánicos (Currie et al., 2002; Manea et al., 2004) con algunas limitantes en la definición de la estructura térmica de la zona de subducción y un comportamiento mecánico general muy restringido. En el modelo de Currie et al. (2002) se define previamente la geometría y la edad de la placa oceánica, el espesor de la placa continental, el espesor de la capa de sedimentos y la tasa de convergencia, así como la conductividad térmica y la generación de calor radiactivo de las rocas. Los modelos posteriores incluyeron una reología dependiente de la temperatura y los esfuerzos (Manea et al., 2004). Fueron generados mediante elementos finitos con nodos distribuidos en una malla triangular e irregularmente espaciada. Sin embargo, la reología de las rocas seguía siendo restringida, la resolución de la malla de cálculo era muy limitada y la geometría de la placa se definía desde el inicio del modelo (modelos numéricos cinemáticos).

Los modelos previos no muestran una evolución temporal de la subducción, es decir no son

dinámicos, únicamente son puntuales para ciertas edades.

En el presente estudio, se emplea la técnica de modelación numérica desarrollada por Gerya (2010) en donde el código numérico con diferencias finitas considera capas numéricas con propiedades mecánicas y térmicas específicas y realistas, una composición mineralógica definida y su respectivo comportamiento mecánico. A partir de los datos de salida se obtienen gráficos con las variables de temperatura, viscosidad, densidad, esfuerzos normales, de cizalla, la deformación y distribución de las rocas. Además se genera numéricamente un modelo topográfico en 3D que representa la evolución de la topografía en superficie, producto de la subducción, y el abombamiento detrás de la trinchera. Las dimensiones de la malla de cálculo fueron modificadas, ya que se aumentó la longitud y profundidad para poder incluir modelos con alta velocidad de la placa subducida, en los que el slab se consume más rápido. La información disponible hoy en día para la geometría de la zona de subducción está basada en la tomografía sísmica y los sismos, sin embargo no hay información de eventos pasados, únicamente fechamientos de rocas volcánicas y los patrones de migración del vulcanismo dentro de la Faja Volcánica Transmexicana. Por este motivo los modelos desarrollados en el presente estudio son dinámicos, ya que la geometría de la placa subducida tiene la libertad de evolucionar en tiempo y espacio.

El objetivo general del estudio es conocer la evolución espacio-temporal de la zonas de subducción en general, con un enfoque para la zona de subduccion mexicana, al considerar su historia tectónica para los últimos 10 a 25 m.a., mediante modelos numéricos (en 2D+tiempo) que consideran la reología del material (sedimentos, corteza oceánica, corteza continental superior e inferior, manto litosférico y manto superior), además de variaciones de los parámetros de la subducción (la velocidad y edad de la placa subducida).

Los modelos de subducción abarcan un amplio espectro de parámetros para poder analizar diferentes escenarios que dependen de la velocidad y la edad de la placa, y así determinar la geometría de la subducción resultante en un determinado rango de tiempo. Debido a la variación en el tiempo de cálculo se abarcaron rangos de evolución distintos: para las placas con una tasa de convergencia baja llegó a 25 m.a y en rápidas únicamente a los 8 m.a. Esto se debe a las limitaciones en el tamaño del dominio de cómputo, ya que la técnica de

modelación emplea un dominio variable en función de la velocidad impuesta en la frontera lateral derecha. La forma obtenida de la placa es espontánea o dinámica, es decir, la geometría de ésta no se establece previamente, sino que se obtiene como un efecto natural de la definición del modelo, la malla de cálculo, las condiciones de frontera y la solución del sistema de ecuaciones.

Los objetivos específicos son:

Desarrollar modelos numéricos de subducción en general con base en la técnica de Gerya (2010). Los modelos tienen una velocidad y edad constante, que nos permitirá determinar el efecto de cada parámetro sobre la geometría de la placa, así como el efecto a partir de la combinación de los dos parámetros. Las variaciones en la edad de la placa conllevan una variación en la fuerza de *slab pull*, y las variaciones en la velocidad inducen variaciones en la fuerza de succión, por ello es de esperar cambios importantes en el ángulo de subducción en estos modelos numéricos.

Comparar los resultados obtenidos con la zona de subducción mexicana, donde en los últimos 10-20 m.a. las placas de Cocos y Rivera han sufrido cambios importantes en la velocidad y edad.

Comparar la variación de la posición del “arco volcánico” obtenido a partir de los modelos con las observaciones en Mexico.

CAPÍTULO I

MODELOS NUMÉRICOS EN GEODINÁMICA

En el campo de la geodinámica se considera al manto y la corteza terrestre como un medio geológico continuo, es decir, las capas de los diferentes materiales se idealizan para suponer que no contienen saltos o discontinuidades con el fin de simplificar su estudio mediante modelos numéricos. Las propiedades físicas del medio continuo son descritas por algunas variables como la presión, temperatura, densidad y velocidad.

Muchos procesos geodinámicos son tanto directa o indirectamente producidos por la fuerza de gravedad, debido a la variación espacial de la densidad de las rocas al interior de la Tierra. La densidad de las rocas (ρ) depende de la presión (P), temperatura (T), composición química (C) y composición mineralógica (M), por lo que (ρ) está en función de las otras variables:

$$\rho = f(P, T, C, M) \quad [\text{Ec. 1.1}]$$

1.1 Ecuaciones implementadas en el modelo

Los procesos geodinámicos se estudian mediante modelos numéricos establecidos en un código que trabaja con tres ecuaciones diferenciales parciales principales (Gerya, 2010): La ecuación de continuidad o de conservación de masa, la ecuación de momento y la ecuación de conservación de calor o de la energía. Las ecuaciones se tienen que resolver de manera simultánea por medio de la implementación de un método numérico, en este caso se trabaja con el método de diferencias finitas, principalmente por la eficiencia en recursos de cómputo y el tiempo de solución. Los modelos numéricos utilizan dos tipos de mallas de acuerdo al sistema de referencia: el Euleriano que consiste en aplicar una malla fija y el Lagrangiano, donde la malla se desplaza en cada paso de tiempo (Gerya, 2010).

1.1.1 Ecuación de continuidad o conservación de masa.

La ecuación de continuidad describe la conservación de masa durante el desplazamiento de un medio continuo (Gerya, 2010). Para un punto de referencia inmóvil o fijo en el espacio (Euleriano) se expresa como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0 \quad [\text{Ec. 1.2}]$$

donde ρ representa la densidad (kg/m^3), t el tiempo (s) y \vec{v} la velocidad local (m/s).

La ecuación de continuidad de forma Lagrangiana, para un punto de referencia móvil es:

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad [\text{Ec. 1.3}]$$

donde ρ representa la densidad (kg/m^3), t el tiempo (s) y \vec{v} la velocidad local (m/s).

La relación entre ambos sistemas de referencia está dada por:

$$\frac{D\rho}{Dt} = \frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{v} \cdot \text{grad}(\rho) \quad [\text{Ec. 1.4}]$$

donde $\vec{v} \cdot \text{grad}(\rho)$ es el término de transporte advectivo que refleja cambios en la densidad de un punto inmóvil (Euleriano), debido al movimiento de un medio heterogéneo con gradientes de densidad relativas a ese punto.

1.1.1.1 Deducción de la ecuación de continuidad de forma Euleriana

El término ρv de la Ec. 1.2 representa el vector de flujo de masa

$$\rho v = (\rho v_x, \rho v_y, \rho v_z) \quad [\text{Ec. 1.5}]$$

Se expresa como unidad de masa que fluye por unidad de superficie y por unidad de tiempo [kg/m²s]. La velocidad en un medio continuo puede considerarse como un flujo de volumen material, i.e., unidad de volumen que fluye por unidad de superficie por unidad de tiempo [m/s=m³/m²s]. Entonces al multiplicar la velocidad (i.e. flujo de volumen) por la densidad (i.e. masa por unidad de volumen [kg/m³]) se obtiene el flujo de masa. La ecuación de continuidad en forma Euleriana se obtiene al analizar flujo de material en volúmenes Eulerianos pequeños, inmóviles y rectangulares, de dimensiones constantes Δx , Δy , Δz (Gerya, 2010). Si asumimos que la masa inicial de fluido en este volumen es m_0 , entonces la densidad inicial promedio del fluido (ρ_0) es:

$$\rho_0 = \frac{m_0}{\Delta x \Delta y \Delta z} \quad [\text{Ec. 1.6}]$$

La masa entra al volumen en los límites A, C y E y sale a través de los límites opuestos B, D y F (Fig. 1.1). El flujo de material afecta la masa del fluido con respecto al volumen de observación.

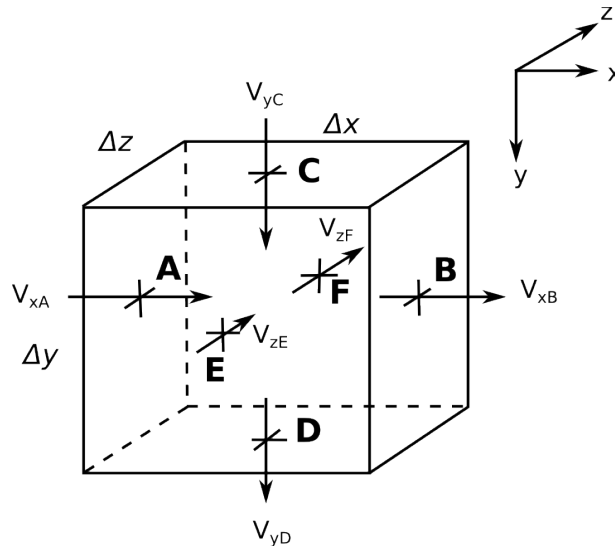


Figura 1.1 Cubo elemental Euleriano considerado para la deducción de la ecuación de continuidad. Las flechas muestran los componentes de velocidad responsables del flujo de material a través respectivos límites (A, B, C, D, E y F). (Modificado de Gerya, 2010).

Después de un pequeño incremento de tiempo Δt , la masa cambia a m_1 y la densidad promedio del fluido es entonces:

$$\rho_1 = \frac{m_1}{\Delta x \Delta y \Delta z} \quad [\text{Ec. 1.7}]$$

El balance de masas (entre m_0 y m_1) es:

$$\begin{aligned} m_1 &= m_0 + m_{\text{in}} - m_{\text{out}} , \\ m_{\text{in}} &= m_A + m_C + m_E , \\ m_{\text{out}} &= m_B + m_D + m_F , \\ m_A &= \rho_A v_{xA} \Delta y \Delta z \Delta t , \\ m_B &= \rho_B v_{xB} \Delta y \Delta z \Delta t , \\ m_C &= \rho_C v_{yC} \Delta x \Delta z \Delta t , \\ m_D &= \rho_D v_{yD} \Delta x \Delta z \Delta t , \\ m_E &= \rho_E v_{zE} \Delta x \Delta y \Delta t , \\ m_F &= \rho_F v_{zF} \Delta x \Delta y \Delta t , \end{aligned} \quad [\text{Ec. 1.8}]$$

donde m_{in} y m_{out} son las masas que entran y salen respectivamente; m_A – m_F son las masas que pasan sobre los respectivos límites durante el tiempo Δt ; ρ_A – ρ_F es la densidad en los respectivos límites; v_{xA} – v_{zD} son los componentes de velocidad responsables del flujo de material a través de los límites. Si Δt es pequeño, se puede escribir una expresión aproximada para la densidad promedio en el volumen o derivada Euleriana de tiempo como:

$$\frac{\delta \rho}{\delta t} \approx \frac{\Delta \rho}{\Delta t} = \frac{\rho_1 - \rho_0}{\Delta t} = \frac{m_1 - m_0}{\Delta x \Delta y \Delta z \Delta t} \quad [\text{Ec. 1.9}]$$

Al reemplazar las ecuaciones 1.8 se obtiene:

$$\frac{\Delta \rho}{\Delta t} + \frac{\Delta(\rho v_x)}{\Delta x} + \frac{\Delta(\rho v_y)}{\Delta y} + \frac{\Delta(\rho v_z)}{\Delta z} = 0 \quad [\text{Ec. 1.10}]$$

Donde $\Delta(\rho v_x)$, $\Delta(\rho v_y)$ y $\Delta(\rho v_z)$ son las diferencias en los flujos de masa en las direcciones x, y, z respectivamente.

$$\begin{aligned}\Delta(\rho v_x) &= \rho_B v_{xB} - \rho_A v_{xA}, \\ \Delta(\rho v_y) &= \rho_D v_{yD} - \rho_C v_{yC}, \\ \Delta(\rho v_z) &= \rho_F v_{zF} - \rho_E v_{zE},\end{aligned}\tag{Ec. 1.11}$$

En los casos cuando Δt , Δx , Δy y Δz tienden a cero, las diferencias pueden ser reemplazadas por las derivadas y se obtiene la ecuación de continuidad de forma Euleriana:

$$\frac{\delta \rho}{\delta t} + \frac{\delta(\rho v_x)}{\delta x} + \frac{\delta(\rho v_y)}{\delta y} + \frac{\delta(\rho v_z)}{\delta z} = 0 \quad \text{o} \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \rho \vec{v} = 0\tag{Ec. 1.12}$$

La ecuación de continuidad de forma Lagrangiana se deduce de forma similar, al mantener constante la masa, ya que permanece constante en el volumen Lagrangiano, y una variación en el volumen debido a procesos internos de expansión-contracción.

1.1.2 Ecuación de momento

La ecuación de momento es el equivalente diferencial de la segunda ley de Newton, que describe los cambios en la velocidad de un objeto de masa m de acuerdo con:

$$\dot{f} = m \vec{a}\tag{Ec. 1.13}$$

donde f es la fuerza neta actuando en un objeto y $a = Dv/Dt$, es la aceleración del objeto.

La ecuación de momento puede deducirse a partir de la segunda ley de Newton si consideramos cada punto material de un continuo como un volumen Lagrangiano muy pequeño con dimensiones Δx , Δy , Δz (Figura 1.2).

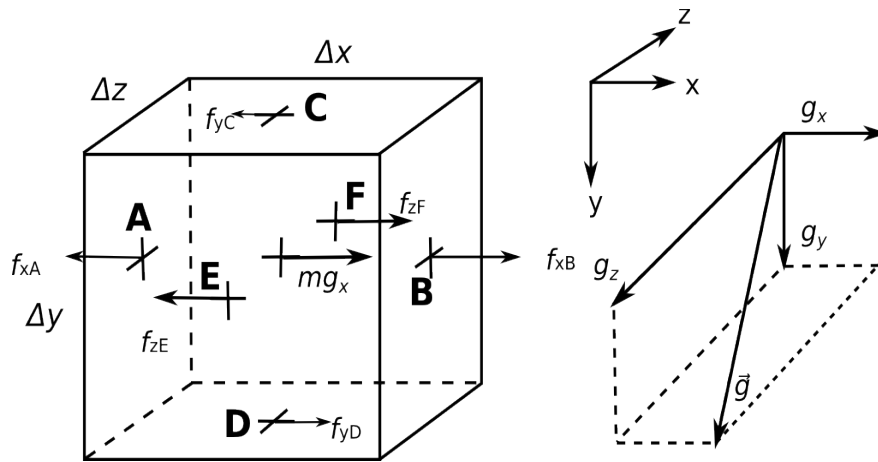


Figura 1.2 Volumen elemental Lagrangiano, para la deducción de la ecuación de momento. Las flechas pequeñas indican los componentes en x de las fuerzas relacionadas a esfuerzos que actúan del exterior del volumen en las respectivas caras. La flecha mg_x indica la componente en x de la fuerza de gravedad, proporcional a la masa (m) dentro del volumen (Modificado de Gerya, 2010).

La fuerza neta f_x que actúa en la dirección x en un volumen lagrangiano dentro del campo gravitacional puede ser representado como la suma de 7 fuerzas elementales (las 6 caras del sólido y la fuerza gravitacional).

$$f_x = f_{xA} + f_{xB} + f_{xC} + f_{xD} + f_{xE} + f_{xF} + mg_x \quad [\text{Ec. 1.14}]$$

Donde $f_{xA} + f_{xF}$ son las fuerzas relacionadas a esfuerzos que actúan del exterior del volumen en los respectivos límites (A-F) y mg_x es la fuerza de gravedad, proporcional a la masa en el volumen, en el caso de la geodinámica es de una componente: la vertical. Las fuerzas internas son responsables de la deformación del material y se pueden expresar como esfuerzos proporcionales a las superficies de sus respectivos límites (Gerya, 2010) y pueden escribirse:

$$\begin{aligned} f_{xA} &= -\sigma_{xxA} \Delta y \Delta z, \\ f_{xB} &= +\sigma_{xxB} \Delta y \Delta z, \\ f_{xC} &= -\sigma_{xyC} \Delta x \Delta z, \\ f_{xD} &= +\sigma_{xyD} \Delta x \Delta z, \\ f_{xE} &= -\sigma_{xzE} \Delta x \Delta y, \\ f_{xF} &= +\sigma_{xzF} \Delta x \Delta y, \end{aligned} \quad [\text{Ec. 1.15}]$$

donde $\sigma_{xxA}, \sigma_{xxB}, \sigma_{xyC}, \sigma_{xyD}, \sigma_{xzE}, \sigma_{xzF}$ son las componentes de los esfuerzos normales y de cizalla en los respectivos límites. De este modo podemos reescribir la ecuación 1.14 como:

$$(\sigma_{xxB} - \sigma_{xxA}) \Delta y \Delta z + (\sigma_{xyD} - \sigma_{xyC}) \Delta x \Delta z + (\sigma_{xxF} - \sigma_{xxE}) \Delta x \Delta y + mg_x = ma_x \quad [\text{Ec. 1.16}]$$

Si consideramos el volumen Lagrangiano $V = \Delta x \Delta y \Delta z$ al normalizar ambos lados de la ecuación obtenemos:

$$\frac{\Delta \sigma_{xx}}{\Delta x} + \frac{\Delta \sigma_{xy}}{\Delta y} + \frac{\Delta \sigma_{xz}}{\Delta z} + \rho g_x = \rho a_x \quad [\text{Ec. 1.17}]$$

donde:

$$\Delta \sigma_{xx} = \Delta \sigma_{xxB} - \Delta \sigma_{xxA}$$

$$\Delta \sigma_{xy} = \Delta \sigma_{xyD} - \Delta \sigma_{xyC}$$

$$\Delta \sigma_{xz} = \Delta \sigma_{xzF} - \Delta \sigma_{xzE}$$

y además ρ es la densidad promedio en el volumen Lagrangiano y $\Delta \sigma_{xx}, \Delta \sigma_{xy}, \Delta \sigma_{xz}$ son las diferencias de las respectivas componentes de esfuerzos tomadas en las direcciones x, y, z, respectivamente. Cuando $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ tienden a 0, las diferencias se pueden reemplazar por derivadas y se obtiene la ecuación de momento:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} + \rho g_x = \rho a_x \quad [\text{Ec. 1.18}]$$

Esta ecuación describe la conservación de momento en un medio continuo dentro del campo de gravedad, al relacionar la fuerza y la deformación en una ecuación de movimiento. También se expresa de dos formas de acuerdo al marco de referencia fijo o móvil:

Euleriana:
$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = \rho \left(\frac{\partial v_i}{\partial t} + v_j \frac{\partial v_i}{\partial x_j} \right) \quad [\text{Ec. 1.19}]$$

$$\text{Lagrangiana: } \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = \rho \frac{Dv_i}{Dt} \quad [\text{Ec. 1.20}]$$

Donde: ρ representa la densidad (kg/m^3), t el tiempo (s), \vec{v} la velocidad local (m/s), σ_{ij} el esfuerzo y x es la coordenada espacial.

1.1.2.1 Ecuación de Navier-Stokes

A partir de la ecuación de momento y la relación entre los esfuerzos totales σ_{ij} y deviatoricos σ'_{ij} se obtiene la ecuación de movimiento de Navier-Stokes, que describe la conservación de momento para un fluido en el campo de gravedad (Gerya, 2010).

$$\frac{\partial \sigma'_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = \rho \frac{Dv_i}{Dt} \quad [\text{Ec. 1.21}]$$

Donde: i, j son los índices de las coordenadas, x_i y x_j son las coordenadas espaciales, g_i es el i -ésimo componente del vector de gravedad \vec{g} ; Dv_i/Dt es la derivada sustantiva de tiempo del i -ésimo componente del vector de velocidad, ρ representa la densidad (kg/m^3), t el tiempo (s), \vec{v} la velocidad local (m/s), σ_{ij} el esfuerzo (Pa).

1.1.3 Ecuación de conservación de calor

Esta ecuación es de las más importantes dentro del sistema, ya que se utiliza para predecir los cambios de temperatura provocados por el transporte de calor. Describe el balance de calor en un medio continuo y relaciona los cambios de temperatura debidos a la generación interna de calor, así como el transporte advectivo y conductivo de calor (Gerya, 2010).

De forma Lagrangiana se expresa como:

$$\rho C_p \frac{DT}{Dt} = -\frac{\delta q_i}{\delta x_i} + H \quad [\text{Ec. 1.22}]$$

donde los índices repetidos i indican la sumatoria de las componentes de flujo de calor, ρ es la densidad (kg/m^3); C_p es la capacidad calorífica a presión constante (J/kg/K); H es la producción de calor volumétrica (W/m^3), DT/Dt representa la derivada de tiempo sustantiva de la temperatura correspondiente a la relación estándar Lagrangiana-Euleriana.

Los procesos de generación y consumo de calor se describen en la última parte de la ecuación y pueden expresarse como:

$$\rho C_p \frac{DT}{Dt} = -\frac{\delta q_i}{\delta x_i} + H_r + H_s + H_a + H_L \quad [\text{Ec. 1.23}]$$

donde H_r representa el calor radioactivo, H_s es el calor de cizalla, H_a el calor adiabático y H_L el calor latente.

La ecuación puede deducirse al analizar los flujos de calor a través de pequeños cubos Lagrangianos de masa m y dimensiones Δx , Δy , Δz (Figura 1.3). El calor entra al volumen en los límites A, C, E y escapa por las caras opuestas B, D y F respectivamente. Adicionalmente hay una fuente de calor interna ΔQ_{int} y se asume una temperatura inicial T_0 . El flujo de calor afecta la cantidad de calor en el volumen y después de un pequeño tiempo Δt , la temperatura cambia a T_1 . La cantidad de calor ΔQ necesaria para cambiar la temperatura puede escribirse como:

$$\Delta Q = m C_p \Delta T = m C_p (T_1 - T_0) \quad [\text{Ec. 1.24}]$$

y además de acuerdo con el flujo de calor en el tiempo Δt :

$$\Delta Q = \Delta Q_{\text{inte}} + \Delta Q_A - \Delta Q_B + \Delta Q_C - \Delta Q_D + \Delta Q_E - \Delta Q_F \quad [\text{Ec. 1.25}]$$

Donde, por la definición de flujo de calor:

$$\Delta Q_A = q_{xA} \Delta y \Delta z \Delta t$$

$$\Delta Q_B = q_{xB} \Delta y \Delta z \Delta t$$

$$\Delta Q_C = q_{yC} \Delta x \Delta z \Delta t$$

$$\Delta Q_D = q_{yD} \Delta x \Delta z \Delta t$$

$$\Delta Q_E = q_{zE} \Delta x \Delta y \Delta t$$

$$\Delta Q_F = q_{zF} \Delta x \Delta y \Delta t$$

[Ec. 1.26]

y q_{xA} - q_{zF} son las componentes del flujo de calor en los respectivos límites.

Al igualar las ecuaciones 1.24 y 1.25 y dividir las por Δt y el volumen $V = \Delta x \Delta y \Delta z$, se obtiene:

$$\frac{m}{V} C_P \frac{\Delta T}{\Delta t} = -\frac{\Delta q_{xBA}}{\Delta x} - \frac{\Delta q_{yDC}}{\Delta y} - \frac{\Delta q_{zEF}}{\Delta z} + \frac{\Delta Q_{inte}}{V \Delta t}$$

[Ec. 1.27]

donde Δq_{xAB} , Δq_{yCD} y Δq_{zFE} son los cambios en el flujo de calor de las respectivas caras. Al asumir que Δt , Δx , Δy y Δz tienden a cero, la ecuación puede escribirse como:

$$\rho C_P \frac{DT}{Dt} = -\frac{\delta q_x}{\delta x} - \frac{\delta q_y}{\delta y} - \frac{\delta q_z}{\delta z} + H$$

[Ec. 1.28]

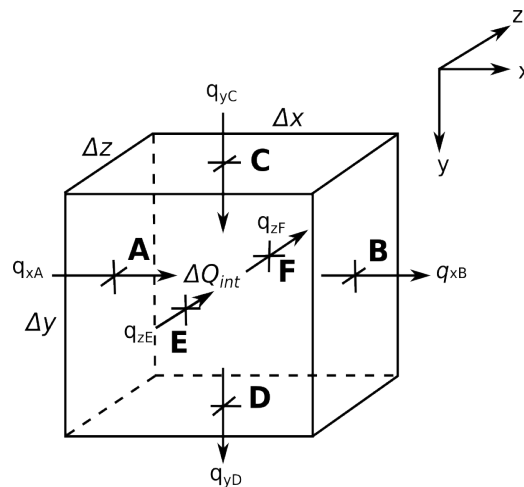


Figura 1.3 Volumen Lagrangiano elemental considerado para deducir la ecuación de conservación de calor. Las flechas indican las componentes de flujo de calor responsables del flujo de calor en los respectivos límites (caras A-F) (Modificado de Gerya, 2010).

1.2 Método de diferencias finitas para la modelación numérica en geodinámica

Para poder resolver el sistema de las ecuaciones diferenciales parciales que se utilizan en la modelación numérica se aplica el método de diferencias finitas. Las diferencias finitas son expresiones matemáticas lineales que se utilizan para representar derivadas con cierto grado de precisión (Gerya, 2010). Hay dos puntos importantes en ello: Primero se tienen que transformar las ecuaciones diferenciales en ecuaciones lineales simples que nos permiten representar el problema de la siguiente forma matricial:

$$\mathbf{Au}=\mathbf{b} \quad [\text{Ec. 1.29}]$$

Donde \mathbf{u} contiene las variables que se deben calcular (e. g. velocidad, temperatura, etc.). Posteriormente se tiene que resolver la ecuación 1.29 para obtener \mathbf{u} . Resolver la ecuación es una de las dificultades más grandes porque los problemas geodinámicos son muy complejos, con geometrias variables, capas de materiales diferentes y con reología distinta, cambio de fases, etc..

Es necesario establecer una malla de puntos para definir las variables de campo en el espacio-tiempo y así poder aplicar las diferencias finitas. Esta malla recibe el nombre de *malla numérica*. El método de diferencias finitas permite transformar ecuaciones diferenciales parciales, aplicables a cada punto geométrico de un continuo (una cantidad infinita de puntos), en un sistema de ecuaciones lineales finitas formuladas para un arreglo de puntos limitado (una malla).

De igual forma existen dos tipos de puntos geométricos: Los puntos Eulerianos que tienen posiciones fijas, donde la malla Euleriana no se deforma con la deformación del medio y los puntos Lagrangianos que se mueven de acuerdo al flujo local, donde la malla Lagrangiana se deforma con la deformación del medio. En modelación geodinámica se utilizan comúnmente combinaciones de mallas Eulerianas y Lagrangianas para diferentes variables de campo

(Gerya, 2010). En este código en particular se utiliza una combinación de puntos móviles Lagrangianos dentro de una malla inmóvil Euleriana.

1.2.1 Pasos para aplicar el método de diferencias finitas:

1. Establecer la malla de cálculo, es decir, reemplazar una cantidad infinita de puntos geométricos en el medio continuo dentro del modelo por una cantidad finita en un arreglo de puntos. La resolución en la parte media del modelo, donde se localiza la subducción, es de 5 km, ya que se requiere mayor detalle que en el resto del modelo (Figura 1.4).
2. Definir las propiedades físicas del continuo en estos puntos y las condiciones de frontera. Como condiciones iniciales se establecen diferentes propiedades mecánicas en la malla de acuerdo con la distribución composicional de cada una de las capas. Hay una distribución inicial de la temperatura, de acuerdo con la profundidad del modelo y la edad de la placa.
3. Aplicar las ecuaciones diferenciales parciales (incluyendo las condiciones de frontera) a la malla y sustituirlas por ecuaciones lineales expresadas por medio de diferencias finitas. Estas ecuaciones lineales relacionan las propiedades físicas definidas por diferentes puntos en la malla.
4. Resolver el sistema de ecuaciones lineales resultante y obtener los valores desconocidos de los parámetros físicos para el arreglo de puntos. A partir de cada ecuación se calculan los residuales. La precisión se define por los residuos.

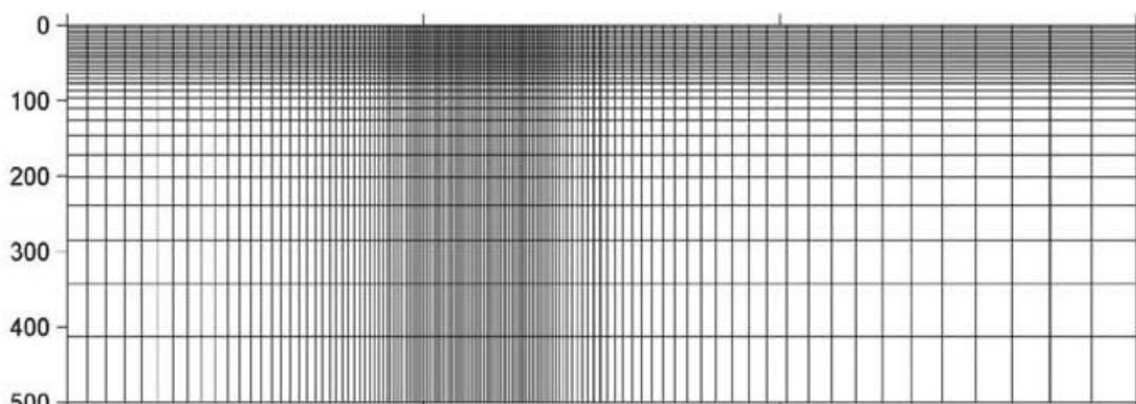


Figura 1.4 Malla numérica para la implementación de las ecuaciones en el modelo. Es irregularmente espaciada, con celdas más finas hacia la zona de subducción (parte central de la malla).

El método de diferencias finitas tiene una gran ventaja sobre otros métodos ya que es más fácil de implementar dentro de un código numérico, además es más sencillo de adaptar al problema por resolver, con las condiciones de frontera específicas y el tipo de malla. El método proporciona una mayor precisión, estabilidad, mayor velocidad de cálculo en computadoras y menos recursos de cómputo necesarios, comparado con otros métodos numéricos.

1.3 Nodos y esquemas de cálculo

1.3.1 Método de marcadores en celda o trazadores

La intensidad de la difusión numérica depende del número de pasos de cálculo; menos pasos implican una mayor difusión numérica para la misma duración de la advección. Mediante la técnica llamada Marcadores en celda o Trazadores se busca minimizar la difusión numérica, ya que el modelo requiere definir una distribución espacial de rocas (con una composición diferente) y discontinuidades por propiedades mecánicas distintas (en capas). Al combinar el uso de puntos Lagrangianos con una malla inmóvil Euleriana las propiedades son definidas inicialmente en puntos Lagrangianos de acuerdo a un campo de velocidad (Gerya et. al., 2003). Las propiedades del material advectado (e.g. densidad) son interpoladas de los puntos Lagrangianos desplazados a la malla Euleriana, mediante la fórmula de interpolación:

$$\rho_i^{t+\Delta t} = \frac{\sum_m \rho_m w_{m(i)}}{\sum_m w_{m(i)}} \quad [\text{Ec. 1.30}]$$

con:

$$w_{m(i)} = \frac{\Delta x_{m(i)}}{\Delta x} \quad [\text{Ec. 1.31}]$$

donde $W_{m(i)}$ es el peso del m-ésimo marcador para el i-ésimo nodo, el término $\Delta x_{m(i)}$ es la distancia del marcador al nodo, ρ representa la densidad (kg/m^3), t el tiempo (s) y x es la coordenada espacial.

La densidad en un nodo Euleriano es interpolada con los marcadores encontrados en las celdas cercanas (Figura 1.5). La difusión numérica no se genera ya que los marcadores siempre conservan su densidad original y únicamente cambian las posiciones con el tiempo. Los marcadores se desplazan de acuerdo a los esquemas de advección:

Para x:

$$x_A^{t+\Delta t} = x_A^t + v_{xA} \Delta t \quad [\text{Ec. 1.32}]$$

Para y:

$$y_A^{t+\Delta t} = y_A^t + v_{yA} \Delta t \quad [\text{Ec. 1.33}]$$

Donde x_A^t, y_A^t son las coordenadas del marcador A en el tiempo t ; $x_A^{t+\Delta t}, y_A^{t+\Delta t}$ son las coordenadas del mismo marcador en el siguiente paso de tiempo $(t + \Delta t)$; v_{xA}, v_{yA} son las componentes del vector de velocidad del punto A, en el tiempo t .

La velocidad del punto Lagrangiano A puede cambiar significativamente durante el desplazamiento si hay suficiente variación espacial del campo de velocidad. Para mejorar la precisión de cálculo se necesita un esquema de advección de mayor orden, en este caso el más favorable es el esquema de advección de Runge-Kutta de 4to orden.

En eje x:

$$V_x^{eff} = \frac{1}{6} (v_{xA} + 2v_{xB} + 2v_{xC} + v_{xD}) \quad [\text{Ec. 1.34}]$$

En eje y:

$$V_y^{eff} = \frac{1}{6} (v_{yA} + 2v_{yB} + 2v_{yC} + v_{yD}) \quad [\text{Ec. 1.35}]$$

donde las coordenadas de los puntos B, C y D se definen como:

$$x_B = x_A^t + v_{xA} \frac{\Delta t}{2}$$

$$y_B = y_A^t + v_{yA} \frac{\Delta t}{2}$$

$$z_B = z_A^t + v_{zA} \frac{\Delta t}{2}$$

[Ec. 1.36]

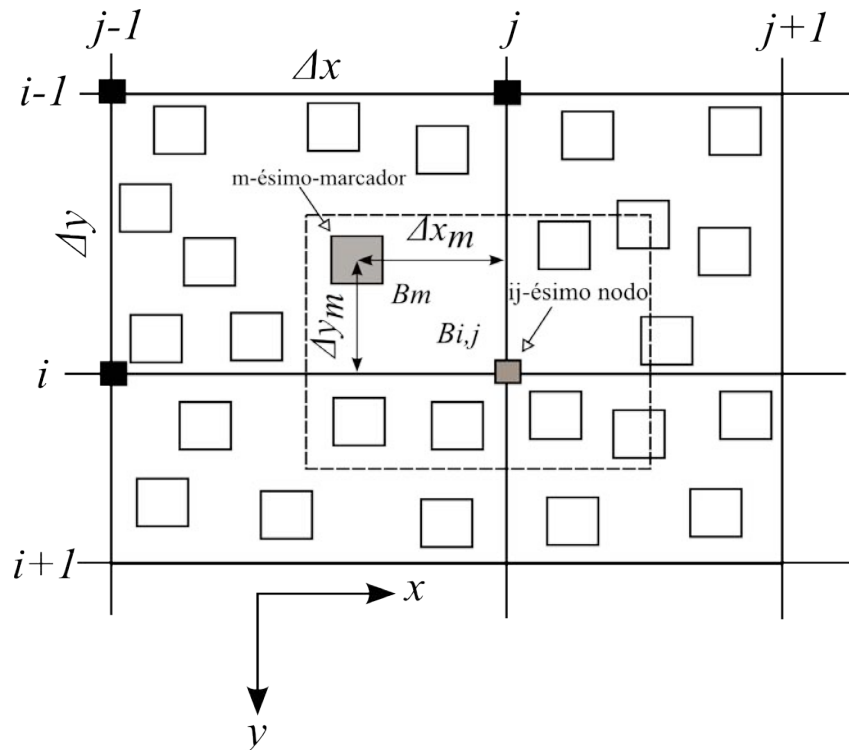


Figura 1.5 Estencil en malla bidimensional para interpolar las propiedades físicas de los marcadores a los nodos. La línea discontinua indica el área que se considera para la interpolación de las propiedades al nodo (i, j) (Modificado de Gerya, 2010).

El cálculo del valor de un parámetro B (i, j) se realiza de acuerdo con la fórmula:

$$B_{i,j} = \frac{\sum B_m w_m(i, j)}{\sum w_m(i, j)}$$

[Ec. 1.37]

donde:

$$w_{m(i,j)} = \left(1 - \frac{\Delta x_m}{\Delta x}\right) * \left(1 - \frac{\Delta y_m}{\Delta y}\right) \quad [\text{Ec. 1.38}]$$

El término $w_{m(i,j)}$ representa el peso estadístico en el m-ésimo marcador y el ij-ésimo nodo. Δx_m y Δy_m indican las distancias entre el m-ésimo marcador y el ij-ésimo nodo.

1.3.2 Solución de las ecuaciones

La ecuación de temperatura por resolver requiere los campos de velocidad, presión, esfuerzo y tasa de deformación, por lo que sólo puede ser resuelta después de resolver las ecuaciones de momento y continuidad. Éstas deben resolverse simultáneamente para obtener la velocidad, presente en ambas ecuaciones. La ecuación de advección debe ser resuelta después de las ecuaciones de momento y continuidad, ya que requiere también el campo de velocidad. El campo de velocidades que se obtiene resolviendo la ecuación de momento se utiliza en la ecuación de transferencia de calor. Al mismo tiempo, para la viscosidad y la densidad la relación no es explícita en las ecuaciones del momento y la transferencia de calor, pero las dos variables se necesitan incluir y que al mismo tiempo las dos dependen de la temperatura. Las variables de velocidad, viscosidad y densidad se conocen como variables acopladas.

El diagrama de flujo de la Figura 1.6 muestra la estructura general de un código numérico termomecánico en dos dimensiones, que utiliza el método de las diferencias finitas y la técnica de marcador en celda para resolver las tres ecuaciones de interés (Gerya, 2010).

Los pasos para la resolución de las ecuaciones son:

1. Calcular las propiedades escalares (η_m , ρ_m , α_m , C_{Pm} , k_m , etc.) para cada trazador e interpolar, así como la temperatura advectada de los trazadores a los nodos Eulerianos. Se aplican las condiciones de frontera para los nodos de temperatura interpolados a partir de marcadores.

2. Resolver las ecuaciones de momento y continuidad en 2D con una formulación de velocidad-presión en una malla escalonada.
3. Definir un desplazamiento de pasos de tiempo Δt_m óptimo para los marcadores basado en el campo de velocidad calculado.
4. Calcular los términos de calor de cizalla y calor adiabático $Hs(i,j)$ y $Ha(i,j)$ en los nodos Eulerianos.
5. Definir el paso de tiempo óptimo para la resolución de la ecuación de temperatura.
6. Resolver la ecuación de temperatura en una forma Lagrangiana, con pasos de tiempo implícitos y un método directo.
7. Interpolarse los cambios de temperatura calculados en los nodos de los nodos Eulerianos a los trazadores y calcular nuevos trazadores de temperatura (T_m) tomando en cuenta la difusión física en el trazador.
8. Utilizar un esquema Runge-Kutta de 4to orden en el espacio para adveccionar los trazadores a través de la malla de cálculo, de acuerdo al campo de velocidad v calculado globalmente por las ecuaciones de continuidad y momento.

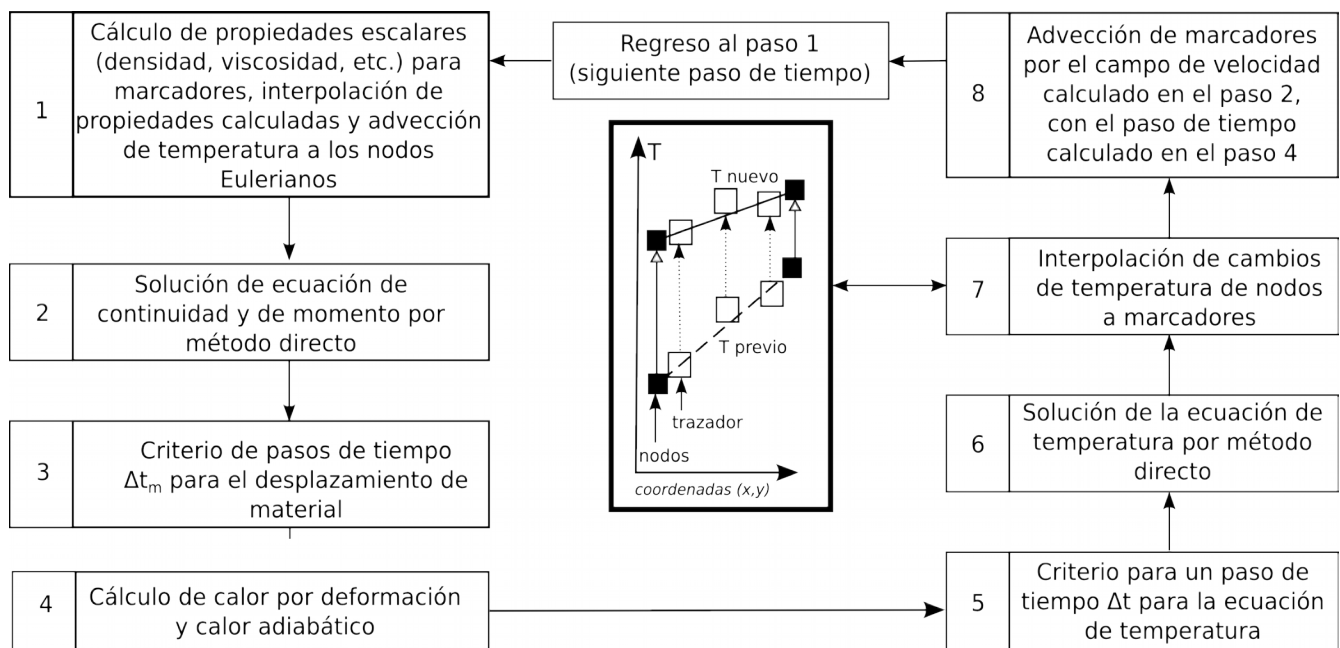


Figura 1.6 Diagrama de flujo del código numérico termomecánico para la solución de las ecuaciones diferenciales parciales por el método de diferencias finitas y la aplicación de la técnica de trazadores (Modificado de Gerya, 2010).

1.4 Implementación de una reología realista del manto dentro del código numérico

La forma más simple de expresar la relación entre los esfuerzos y las deformaciones es mediante una relación lineal. La viscosidad depende solamente de la temperatura y la presión. Si la relación entre los esfuerzos y las deformaciones es lineal, la viscosidad o la reología se conoce como viscosidad lineal o reología newtoniana, como en el caso del manto inferior (Billen, 2007). Sin embargo, si la relación entre los esfuerzos y las deformaciones no es lineal, la reología se llama no-Newtoniana y la viscosidad no-lineal, como en el caso del manto superior (Billen, 2007). El material dominante en el manto superior es el olivino, presente en aproximadamente un 60% (Korenaga, 2007); por esto la reología del olivino se puede considerar como la del manto superior. Afortunadamente la reología del olivino ha sido estudiada en detalle en las últimas dos décadas por Karato y Wu (1993) y continuada por Korenaga y Karato (2008), que distinguieron básicamente dos mecanismos principales para la deformación del olivino cuando se aplica un esfuerzo, lo que se conoce como reptación.

La reptación de estado sólido es la habilidad de las sustancias cristalinas de deformarse irreversiblemente bajo esfuerzos aplicados. Es el mayor mecanismo de deformación en la corteza y manto terrestre (Gerya, 2010). Hay dos tipos principales de reptación: por difusión y por dislocación.

La difusión ocurre con bajos esfuerzos y por el movimiento de los átomos al interior de los granos de cristal o en los límites, cuando los granos están sujetos a esfuerzos, como se observa en la Figura 1.7 (Turcotte, 2001). De acuerdo con experimentos de laboratorio el manto superior a profundidad y el manto inferior pueden fluir mediante la reptación por difusión (Karato y Wu, 1993). Se caracteriza por una relación constitutiva lineal (fluido de tipo Newtoniano) entre la tasa de deformación y un esfuerzo aplicado de cizalla (Gerya, 2010).

$$\gamma = A_{diff} \tau \quad [\text{Ec. 1.39}]$$

donde A_{diff} es un coeficiente independiente del esfuerzo, pero dependiente del tamaño de grano, presión, temperatura, oxígeno y fugacidad de agua.

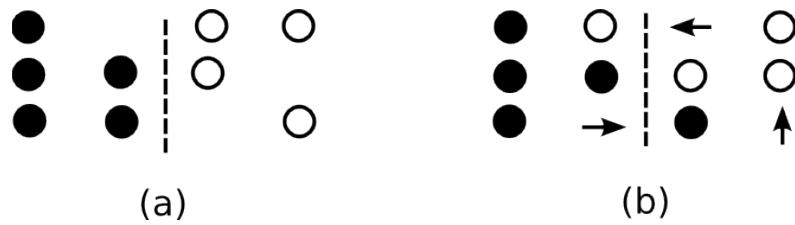


Figura 1.7 Proceso de difusión donde inicialmente (a) los átomos de una especie están a la izquierda de la línea punteada (círculos negros) y además existen vacíos. Después de un tiempo algunos átomos se moverán aleatoriamente hacia los espacios vacantes como indican las flechas (b) creando nuevos vacíos y mezclándose con los átomos de otra especie (Modificado de Turcotte, 2003).

La reptación de dislocación predomina con altos esfuerzos, como resultado de la migración de dislocaciones o imperfecciones en la estructura cristalina (Gerya, 2010), lo que se muestra en la Figura 1.8. El manto superior fluye mediante reptación por dislocación (Karato y Wu, 1993). Este mecanismo se describe con una relación no lineal (No-newtoniana):

$$\gamma = A_{diff} \tau^n \quad [\text{Ec. 1.40}]$$

donde A_{diff} es un coeficiente independiente del esfuerzo y el tamaño de grano, pero dependiente de la presión, temperatura, oxígeno y fugacidad de agua, n es exponente del esfuerzo.

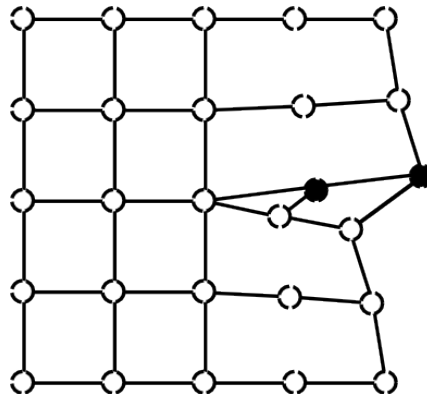


Figura 1.8 Dislocación en un arreglo cúbico de átomos, que constituyen una deformación en un plano no perpendicular (círculos sombreados). Modificado de Turcotte, 2003.

Al modelar las rocas del manto y la corteza es útil idealizar la reología con un comportamiento elasto-plástico. Los procesos de reptación son importantes en la litósfera inferior y para modelarlos debe utilizarse una ley reológica que combine la elasticidad lineal y

la viscosidad newtoniana o no-newtoniana, dando lugar a un medio viscoelástico (Turcotte, 2001).

El código numérico establecido para el presente estudio geodinámico utiliza una reología viscoelasto-plástica, ya que es el comportamiento general de las rocas. Esta propiedad mecánica puede ser establecida al descomponer la tasa de deformación deviatorica $\dot{\epsilon}'_{ij}$ en sus tres respectivos componentes: Viscosa, elástica y plástica. Donde:

$$\dot{\epsilon}'_{ij \text{ viscoso}} = \frac{1}{2\eta} \sigma'_{ij} \quad [\text{Ec. 1.41}]$$

$$\dot{\epsilon}'_{ij \text{ elástico}} = \frac{1}{2\mu} \frac{D\sigma'_{ij}}{Dt} \quad [\text{Ec. 1.42}]$$

$$\dot{\epsilon}'_{ij \text{ plástico}} = \chi \frac{\delta G_{\text{plástico}}}{\delta} \sigma'_{ij} \quad [\text{Ec. 1.43}]$$

donde:

$$\dot{\epsilon}'_{ij \text{ plástico}} = 0 \quad [\text{Ec. 1.44}]$$

1.5 Método de multigrid

Los modelos en 2D con una mayor resolución requieren un método que acelere la convergencia de las iteraciones y que haga que los ciclos de iteración sean independientes de la cantidad de puntos en la malla (Gerya, 2010). El método de multigrid resuelve las ecuaciones en paralelo dentro de varias mallas. Cualquier ecuación lineal puede escribirse en una forma aditiva, es decir:

$$C_1 x_1 + C_2 x_2 + \dots + C_n x_n = R \quad [\text{Ec. 1.45}]$$

Se puede representar como:

$$C_1(x'_1 + \Delta x_1) + C_2(x'_2 + \Delta x_2) + \dots + C_n(x'_n + \Delta x_n) = R \quad [\text{Ec. 1.46}]$$

Donde C_1, C_2, \dots, C_n son coeficientes, x'_1, x'_2, \dots, x'_n son las aproximaciones actuales conocidas de x_1, x_2, \dots, x_n y $\Delta x_1, \Delta x_2, \dots, \Delta x_n$ son las correcciones desconocidas necesarias para satisfacer la ecuación 1.45. La ecuación 1.46 puede transformarse a:

$$C_1 \Delta x_1 + C_2 \Delta x_2 + \dots + C_n \Delta x_n = \Delta R \quad [\text{Ec. 1.47}]$$

Donde ΔR es el residuo actual de la ec. 1.45.

Cuando algunas aproximaciones de correcciones son desconocidas entonces se puede representar como

$$C_1(\Delta x'_1 + \Delta \Delta x_1) + C_2(\Delta x'_2 + \Delta \Delta x_2) + \dots + C_n(\Delta x'_n + \Delta \Delta x_n) = \Delta R$$

Donde $\Delta x'_1, \Delta x'_2, \dots, \Delta x'_n$ son las aproximaciones actuales conocidas de $\Delta x_1, \Delta x_2, \dots, \Delta x_n$ y $\Delta \Delta x_1, \Delta \Delta x_2, \dots, \Delta \Delta x_n$ son las correcciones desconocidas a las correcciones necesarias para satisfacer las ecuaciones 1.45, 1.47 y 1.48. La ecuación 1.48 puede transformarse a:

$$C_1 \Delta \Delta x_1 + C_2 \Delta \Delta x_2 + \dots + C_n \Delta \Delta x_n = \Delta \Delta R$$

Este método trabaja con diferentes mallas para formular las ecuaciones complementarias, que trabajan con residuos, aplicadas al mismo modelo numérico. Se realizan iteraciones adicionales de forma jerárquica en diferentes arreglos de puntos (de distinta resolución). Las mallas tienen resoluciones que aumentan de acuerdo a un factor fijo. En la malla más fina se incluye el coeficiente de viscosidad y posteriormente se interpola hacia las mallas más gruesas.

CAPÍTULO II

METODOLOGÍA

2.1 Características de la malla de cálculo

La malla de cálculo para la implementación del código está definida en dos dimensiones, con una forma rectangular, orientada de forma paralela a la dirección de subducción y en un plano vertical. Para un mejor uso de los recursos de cómputo, la distribución de los nodos en la malla es de tipo escalonada e irregularmente espaciada; tienen una mayor resolución en la parte media del modelo, donde se ubica la zona de subducción, que por ser la de interés requiere un mayor nivel de detalle. En las mallas escalonadas los nodos de las diferentes variables se encuentran en distintas posiciones geométricas, ya sea en la parte media de las aristas, en las esquinas o al interior de la celda (Figura 2.1). Este tipo de malla es el más conveniente para resolver problemas numéricos termomecánicos con una viscosidad variable, donde el método de diferencias finitas resuelve la ecuación de continuidad, la ecuación de Stokes y la ecuación de temperatura. La principal ventaja de utilizar esta distribución de nodos en una malla escalonada es que la precisión de la solución numérica obtenida es notablemente mayor que con otro tipo de malla, además de optimizar los recursos de cómputo (Gerya, 2010). En el área de mayor resolución, para la zona de subducción, las celdas son de 2 km tanto vertical como horizontal.

2.2 Definición de las condiciones de frontera en el modelo

En general las condiciones de frontera son una combinación de esfuerzos y velocidades predefinidas en la estructura del código numérico para las ecuaciones por resolver.

La frontera en la superficie del modelo es de libre deslizamiento, lo que requiere que el

componente normal de la velocidad sea cero y los otros componentes no cambien a través del límite, entonces las tasas de deformación y los esfuerzos de cizalla son cero (Ecuación 2.1).

$$v_x=0, \frac{\partial v_x}{\partial x}=\frac{\partial v_z}{\partial x}=0 \quad [\text{Ec. 2.1}]$$

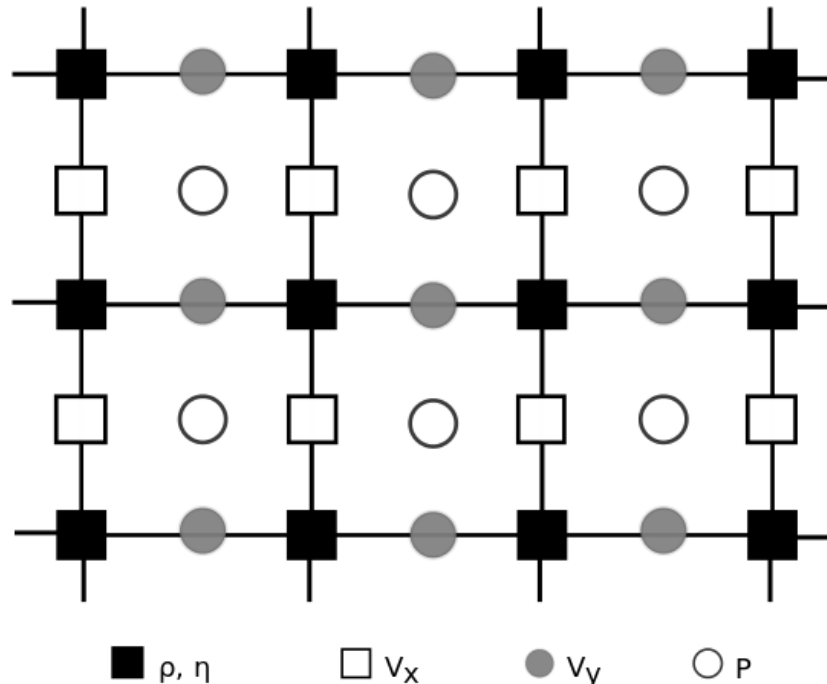


Figura 2.1 Distribución de nodos en la malla numérica. El símbolo indica la(s) variable(s) que se calcula(n) en cada uno de ellos; donde: ρ es la densidad; η la viscosidad; Vx, Vy la velocidad en el eje x y y respectivamente; y P la presión (Modificado de Gerya, 2010).

En una superficie de libre deslizamiento es necesario que los esfuerzos normales y de cizalla en el límite sean 0 ($\sigma'_{ij}=0$), lo que permite que la superficie se deforme.

Para poder conocer la evolución de la topografía producto de la convergencia, es necesario implementar una capa numérica que hace posible que los esfuerzos en la superficie no sean irreales. Este artificio numérico se conoce como “Capa Sticky air-water” (Cramer et al., 2012).

La frontera lateral izquierda es fija, lo que requiere que todos los componentes de velocidad en el límite sean 0.

$$v_x=v_y=0 \quad [\text{Ec. 2.2}]$$

El límite lateral derecho es móvil. Queda determinado por la condición impuesta de velocidad de la placa oceánica, que implica que sea diferente de 0. Como la velocidad es ortogonal al límite lateral, se debe compensar con la movilidad del límite inferior del modelo para cumplir con la conservación de masa al interior de la malla de cálculo (Figura 2.2).

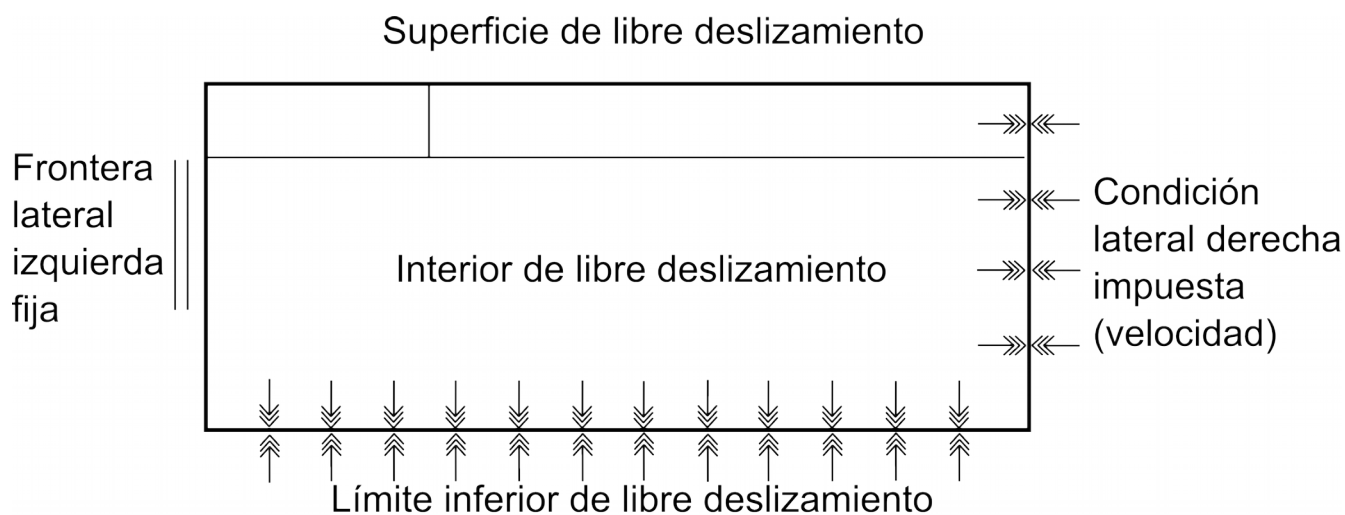


Figura 2.2 Configuración inicial de las condiciones de frontera en el modelo.

Entre la placa oceánica y la placa continental existe un artificio numérico que produce una zona de debilidad o discontinuidad por medio de la que es posible iniciar la subducción, ya que la velocidad de convergencia impuesta como condición inicial únicamente afecta a la placa oceánica. La discontinuidad se produce por la diferencia de las propiedades físicas numéricas entre ambas placas y un coeficiente de fricción muy bajo entre ellas. La subducción inicia por una combinación entre el empuje de la placa, por la velocidad de convergencia, y el *slab pull*. La temperatura induce un contraste de densidad entre la litósfera que subduce y el manto que le rodea.

En la configuración inicial del modelo se define además un gradiente de temperatura lateralmente continuo que depende de la profundidad (Figura 2.3). La estructura térmica inicial de la litósfera continental es lateralmente uniforme y corresponde con los geotermas continentales (e.g., Turcotte y Schubert, 2002): 0° C en la superficie, con incrementos lineales hasta los 1380 ° C a los 100 km de profundidad constante. Para la placa oceánica la distribución de temperatura se define de acuerdo con su edad y espesor. El gradiente de temperatura para los primeros kilómetros es de 0.5 °C/km.

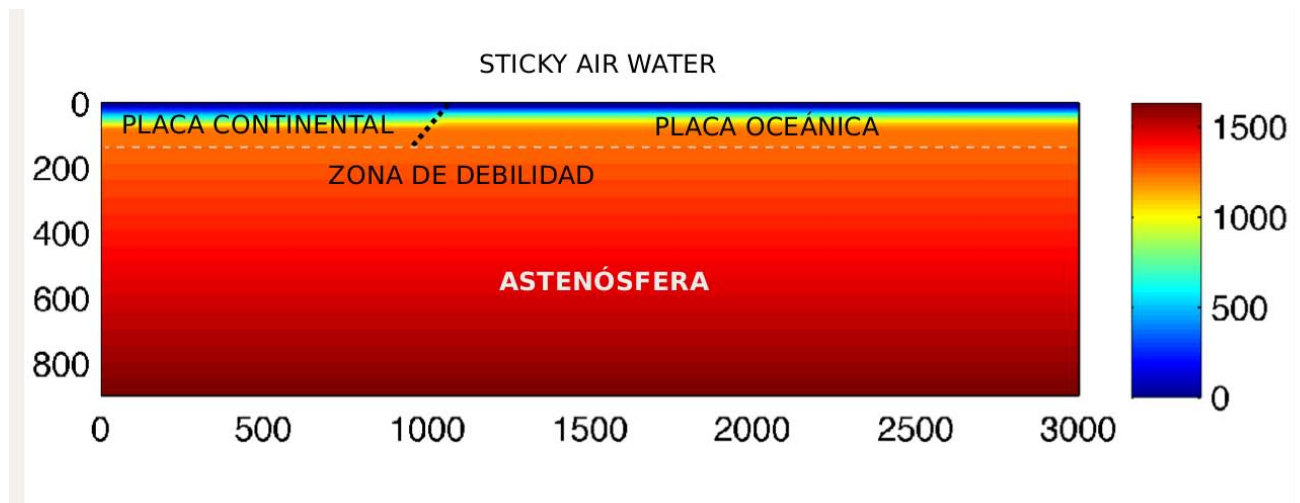


Figura 2.3 Gráfico del gradiente de temperatura (en ° C). Se muestra el estado inicial de la distribución de las capas en el modelo: la zona de debilidad entre la placa oceánica y la continental, la capa numérica en superficie “Sticky-air water”.

2.3 Capas numéricas dentro del código

En cada capa (Figura 2.4) las propiedades del material se definen de forma numérica. La Tabla 2.1 sintetiza las propiedades físicas de los materiales utilizados para la modelación numérica, modificadas a partir de Turcotte y Schubert, 2002; Ranalli, 1995; Gerya 2002.

Propiedades físicas de las rocas utilizadas en modelación numérica									
Material	ρ_0 [kg/m ³]	K [W/(mK)]	T sólido [K]	T líquido [K]	Q_L [kJ/kg]	Hr [μ W/m ³]	Ley de flujo	M [GPa]	
Sedimentos	2700 (sólido)	[0.64+807/(T+77)]	889+17900/(P+54)+20200/(P+54) ² a <1200 MPa, 831+0.06P a P>1200 MPa	1262+0.09P	300	0.5-5	Cuarcita hidratada	10	
	2400 (fundido)								
Corteza continental superior	2700 (sólido)	[0.64+807/(T+77)]	889+17900/(P+54)+20200/(P+54) ² a <1200 MPa, 831+0.06P a P>1200 MPa	1262+0.09P	300	0.5-5	Cuarcita hidratada	10	
	2400 (fundido)								
Corteza continental inferior	2800-3000 (sólido)	[1.18+474/(T+77)]	973-70400/(P+354)+77800000/(P+354) ² a <1600 MPa, 935+0.0035 P+0.0000062P ² a P> 1600 MPa	1423+0.105P	380	0.25-0.5	Plagioclasa An ₇₅	25	
	2500-2700 (fundido)								
Corteza oceánica superior (basalto)	3000-3500 (sólido)	[1.18+474/(T+77)]	973-70400/(P+354)+77800000/(P+354) ² a <1600 MPa, 935+0.0035 P+0.0000062P ² a P> 1600 MPa	1423+0.105P	380	0.25-0.5	Cuarcita hidratada	25	
	2700 (fundido)								
Corteza oceánica inferior (gabro)	3000-3500 (sólido)	[1.18+474/(T+77)]	975-70400/(P+354)+77800000/(P+354) ² a <1600 MPa, 935+0.0035 P+0.0000062P ² a P> 1600 MPa	1423+0.105P	380	0.25	Plagioclasa An ₇₅	25	
	2700 (fundido)								
Manto seco Litósfera-astenosfera	3300(sólido)	[0.73+1293/(T+77) (1+0.00004P)]	1394+0.132899P-0.000005104 P ² a <10000 MPa 2212+0.030819(P-10000) a P>10000 MPa	2073+0.114P	400	0.022	Olivino seco	67	
	2700 (fundido)								
Manto hidratado Litósfera-astenosfera	3000-3300 (sólido)	[0.73+1293/(T+77) (1+0.00004P)]	1240+49800(P+323) a P<2400 MPa; 1266-0.0118P+0.0000035 P ² a > 2400 MPa	2073+0.114P	400	0.022	Olivino hidratado	67	
	2700 (fundido)								

Tabla 2.1 Resumen de las propiedades físicas de los materiales utilizados dentro del código, donde ρ_0 [kg/m³] es la densidad inicial promedio del fluido; K [W/(mK)] es la conductividad térmica del material; T sólido [K] y T líquido [K] son las temperaturas, Q_L [kJ/kg] es el calor latente; Hr [μ W/m³] es la producción de calor latente; Ley de flujo M [GPa] de datos experimentales (Modificado de Turcotte y Schubert, 2002; Ranalli, 1995; Gerya 2002).

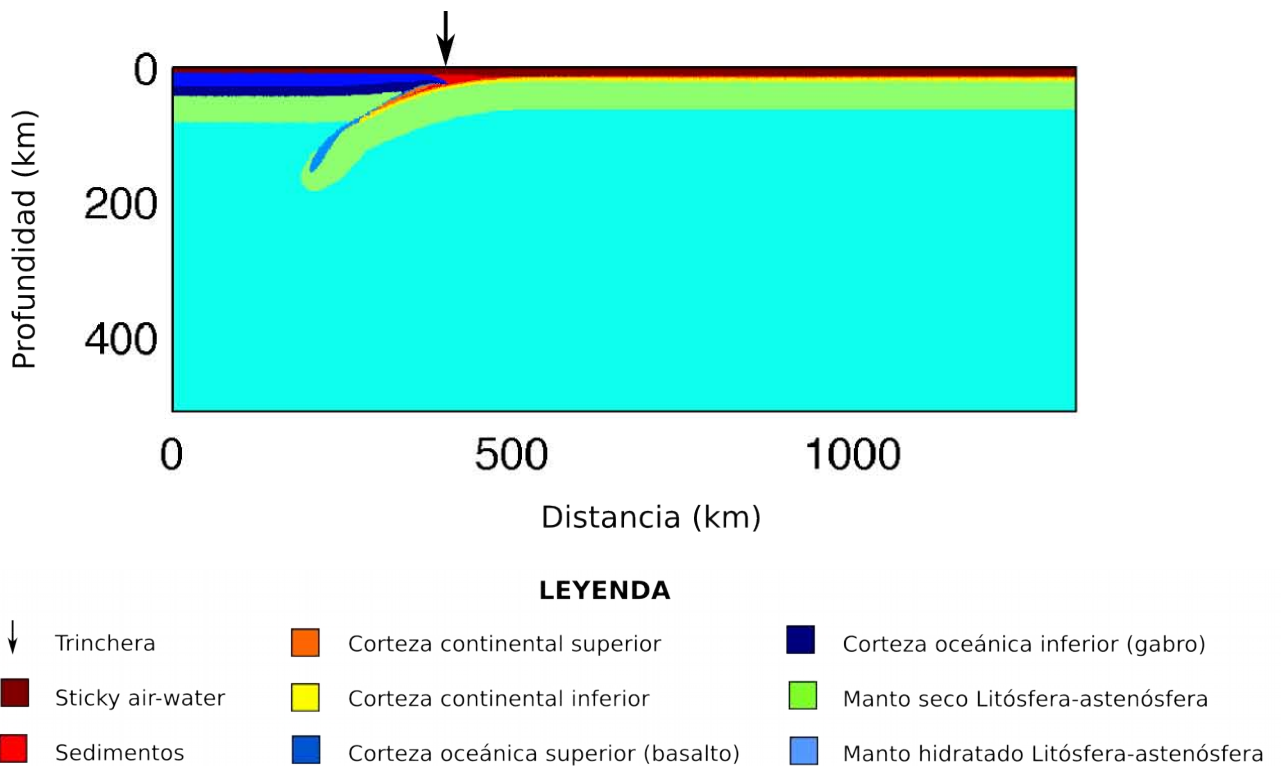


Figura 2.4 Distribución de las capas en el modelo, con el proceso de subducción ya iniciado. El color indica el material con las propiedades de la Tabla 2.1.

Definir la configuración inicial del modelo es muy importante ya que está directamente relacionado con la subducción y las características estructurales y sísmicas de la trinchera (Ranero et al., 2003). La configuración numérica del modelo requiere una alta resolución de la malla en el área de subducción, que para este trabajo es de 2 x 2 km, además de condiciones reales de presión, temperatura y reología viscoelasto-plástica dependiente de los esfuerzos. La subducción inicia con la discontinuidad entre una placa oceánica de edad y velocidad variable con una placa continental fija.

2.4 Dimensiones de los modelos

Los códigos numéricos para este trabajo utilizan un dominio de cálculo numérico que varía en el tiempo dependiendo de la velocidad impuesta en el límite derecho. Para poder cubrir un espectro amplio de parámetros, se han tomado en cuenta diferentes rangos de velocidad (de

1 cm/año a 10 cm/año). Para los modelos con una placa oceánica de velocidad lenta se consideró una malla de 400 km de profundidad por 1500 km de distancia. Para velocidades medias se definió una malla de 600 km de profundidad por 2000 km y en velocidades altas las dimensiones de la malla numérica fueron de 800 km de profundidad por 3000 km de extensión (Figura 2.5). Además fue necesario desplazar la ubicación de la discontinuidad donde inicia la subducción con el fin de alejarla de los límites del modelo. La condición de la frontera lateral izquierda de ser una superficie fija afecta la geometría de la placa subducida si la zona de debilidad está cerca de la frontera.

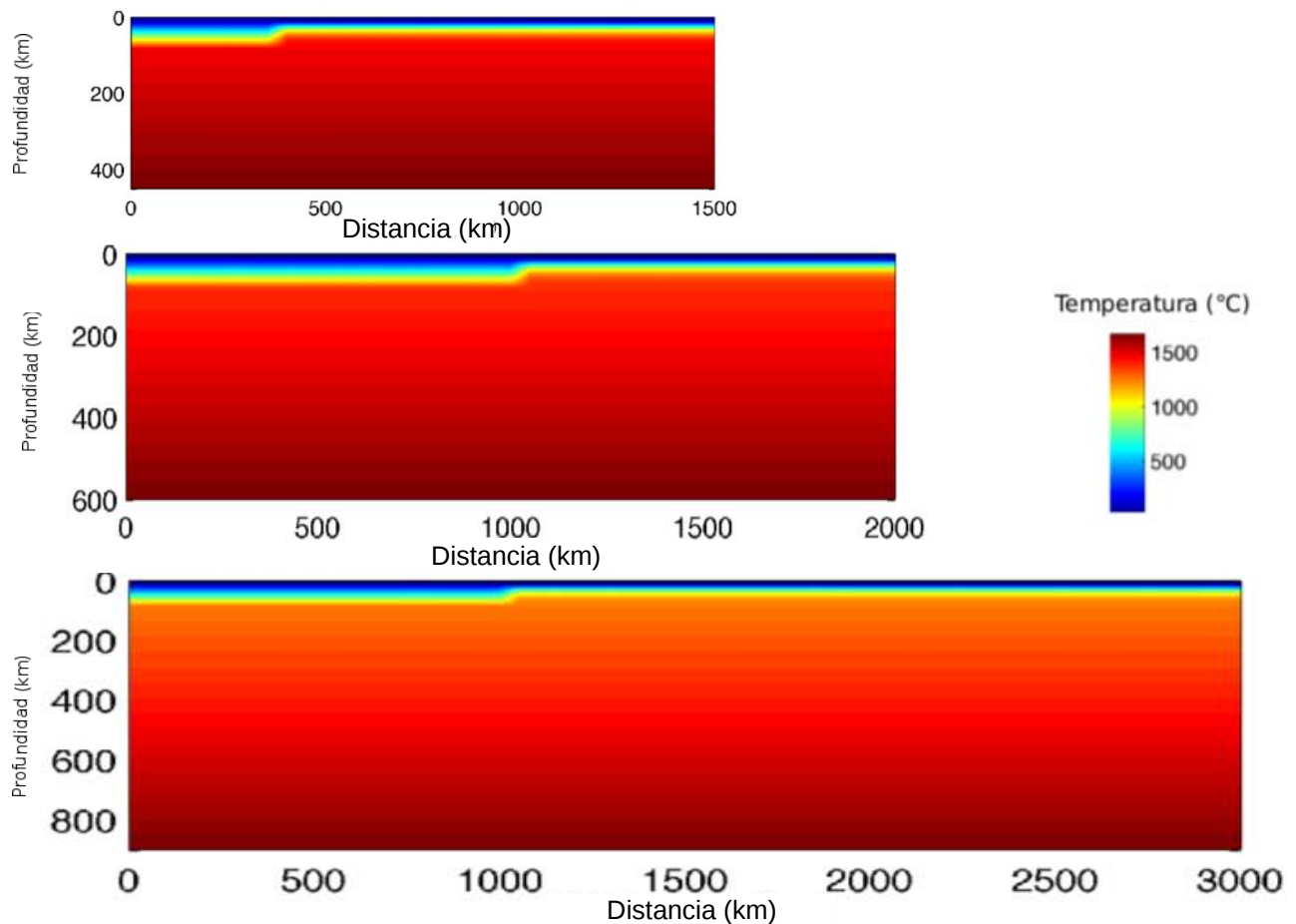


Figura 2.5 Distribución inicial de temperaturas para modelos de diferentes dimensiones. a) 1500 x 300 km, b) 2000 x 600 km y c) 3000 x 900 km.

La ubicación de la debilidad inicial se eligió de manera que la condición de la frontera lateral izquierda de ser una superficie fija no afecte la geometría de la placa subducida como cuando la zona de debilidad está cerca de la frontera. Para el modelo de 1500 km esta zona de debilidad se encuentra a una distancia de 350 km desde la frontera izquierda. En el

modelo de 2000 km la zona de debilidad se ubica a 1000 km de distancia del límite lateral izquierdo y para el modelo de 3000 km de longitud, la zona de debilidad se localiza a 1000 km del límite izquierdo. En los tres modelos la zona de debilidad corta toda la litósfera hasta una profundidad de 80 km, con un ángulo de 45°.

2.5 Limitantes de los modelos numéricos de prueba

Los modelos numéricos aplicados a la geodinámica simplifican los procesos reales con el objetivo de facilitar su estudio y comprender el comportamiento de los diferentes escenarios que se generan al haber subducción. A pesar de que los modelos del presente estudio trabajan con una reología realista y son de alta resolución (hasta 2 km), es importante considerar algunas limitantes de la modelación.

Los modelos de subducción presentados en este trabajo son únicamente en dos dimensiones (más tiempo), lo que tiene como ventaja el poder comparar la geometría resultante de la subducción con la geometría conocida para la Zona de Subducción Mexicana por medio de tomografía y sismicidad, sin embargo restringe la comprensión del comportamiento de la placa de forma lateral y paralela a la trinchera, ya que esto implica modelos en tres dimensiones (más tiempo). Además, la bidimensionalidad de los modelos no permite considerar la oblicuidad de la placa que subduce en la Zona de Subducción Mexicana.

Otro limitante de este trabajo es que se estudia solamente el efecto de dos parámetros sobre la subducción: la tasa de convergencia y la edad de la placa subducida. La edad de la placa se mantiene constante a lo largo de los modelos, por lo que su comparación con el caso de México se restringe a los periodos en que ésta fue relativamente constante. Eso hace necesario cubrir distintas velocidades generando varios modelos. Además en los modelos no se consideran los cambios de fase basalto-eclogita, ni en las discontinuidades de 410 y 660 km de profundidad.

CAPÍTULO III

CONFIGURACIÓN DE LAS ZONAS DE SUBDUCCIÓN

La geometría de las zonas de subducción está determinada por el balance de las fuerzas que actúan en ella: entre el torque con dirección hacia abajo debido al peso del slab y el torque hacia arriba, debido a las fuerzas hidrodinámicas del flujo toroidal inducido en el manto viscoso que rodea el slab (Stevenson y Turner, 1977; Tovish et al., 1978, en Cruciani et al., 2005). En la actualidad existe un debate importante sobre las fuerzas que se involucran en los procesos de subducción y su respectiva influencia. Forsyth y Uyeda (1975) realizaron una clasificación general de las fuerzas como: Fuerzas de movilidad, si inducen el movimiento de la placa y las fuerzas resistivas, que se oponen al movimiento (Figura 3.1). Las principales fuerzas de movilidad son: *slab pull*, empuje de la dorsal (*ridge push*) y succión de la trinchera (*trench suction*) (Figura 3.1).

A medida que las rocas de la litósfera oceánica se enfrían, ésta incrementa su densidad debido a la contracción térmica. La litósfera se comporta elásticamente, por lo que puede transmitir esfuerzos sin una deformación irreversible. La fuerza gravitacional puede ser transmitida directamente a la superficie de la placa y provocar el arrastre de la placa hacia la trinchera. Esta fuerza de cuerpo es una de las más importantes que mueven las placas tectónicas y se conoce como *slab pull* (Turcotte y Schubert, 2002). La litósfera se vuelve gravitacionalmente inestable con respecto a la astenósfera caliente debajo, lo que provoca su curvatura en la trinchera y el hundimiento por la flotabilidad negativa con respecto al manto que le rodea, a mayor gradiente de densidad es mayor la fuerza del *slab pull* (Schellart, 2004). Una vez que el slab que subduce desciende en el manto ocurren cambios de fase en la corteza oceánica, el basalto-peridotita pasa a una eclogita mucho más densa, así que una placa subducida es más densa que una placa en superficie (Marshak, 2004). Durante el descenso, el slab es calentado por el manto que le rodea principalmente mediante conducción. Debido a que el calentamiento conductivo en el slab es un proceso

relativamente lento, la flotabilidad negativa del slab continúa y eso permite un mayor hundimiento (Olbertz, 1997). Por definición, el *slab pull* se incrementa con la longitud de la placa subducida, pero al mismo tiempo la resistencia viscosa del manto superior se incrementa con la penetración del slab.

Mediante estudios sísmicos se han localizado límites de otros cambios de fase en el slab cerca de los 400 a los 670 km (Vidale y Benz, 1992; Wicks y Richards, 1993; en Olbertz, 1997). Es generalmente aceptado que hay al menos dos principales transiciones de fase: Cerca de los 400 km de profundidad ocurre un cambio de fase exotérmico en la estructura del olivino ($(\text{Mg}, \text{Fe}_2\text{SiO}_4)$) que pasa a ser un olivino con estructura de espinela (Waydsleita) que incrementa las velocidades sísmicas un 5%. Cerca de los 670 km de profundidad la velocidad sísmica se vuelve a incrementar cerca de un 6% consistente con un cambio de fase de olivino a perovskita ($(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{SiO}_3$) más magnesiowüstita ($(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{O}$) (Olbertz, 1997). En la discontinuidad de 400 km el límite de fase olivino-espinela en el slab se desplaza a menores presiones, con respecto al manto que le rodea. El cambio de fase implica un aumento en la densidad, además la litósfera fría que desciende resulta en una fuerza con dirección hacia abajo, lo que contribuye a la flotabilidad negativa del slab (Turcotte y Schubert, 1971; Schubert et al., 1975). Por otro lado, en la zona de transición de 670 km el cambio de fase ocurre en el slab a mayor profundidad que en el manto que rodea debido a la menor temperatura que induce una fuerza de flotabilidad contraria a la penetración del slab (Schubert et al., 1975).

Como resultado de la curvatura de la litósfera que va descendiendo, las rocas cercanas a la superficie se someten a tensión y a menudo ocurre un fallamiento en bloques. Este fallamiento permite que algunos de los sedimentos entren en la parte superior de la corteza basáltica. Parte de los sedimentos son subducidos junto con las rocas basálticas de la corteza oceánica, pero el resto se acumula en la base de la trinchera y forman un prisma de acreción. El balance de masas indica que solo una parte de los sedimentos queda en superficie (Schellart, 2004).

La fuerza de empuje de la dorsal o *ridge push* es la que empuja las placas lejos del eje de una dorsal. En el campo de gravedad de la Tierra la diferencia de elevación significa que la litósfera a lo largo de la dorsal tiene mayor energía potencial que la litósfera en la planicie, y esta energía provee un empuje perpendicular al eje de la dorsal (Marshak, 2004).

Las fuerzas de *ridge push* y *slab pull* actúan de acuerdo con el estado de esfuerzos al interior de la placa. Se produce una compresión cerca de la dorsal y extensión cerca de las trincheras profundas.

Los modelos numéricos indican que las placas tectónicas se mueven principalmente por la fuerza de *slab pull* a medida que las placas descienden al manto en las zonas de subducción y que las fuerzas de *ridge push* son pequeñas (Vigny et al., 1991; Lithgow Bertelloni y Richards, 1995; en Condie, 1976).

Entre las fuerzas resistivas la más importante es la fricción basal ejercida por la astenósfera, la cual es siempre opuesta al vector de la velocidad relativa de la litósfera con respecto a la astenósfera. La magnitud de este esfuerzo de cizalla se incrementa linealmente con la velocidad relativa, la viscosidad de la astenósfera y el gradiente de presión horizontal. Es generalmente aceptado que el arrastre basal es mayor debajo de los continentes (Forsyth y Uyeda 1975). Otras fuerzas resistivas son la rigidez flexural del slab y el esfuerzo friccional a lo largo de los límites de placas convergentes, lo que incluye fricción asociada al ángulo de la litósfera bajo las cuñas acrecionales, sin embargo la magnitud de estas fuerzas es muy pequeña (Forsyth y Uyeda 1975), por lo que puede ser ignorada en la modelación numérica.

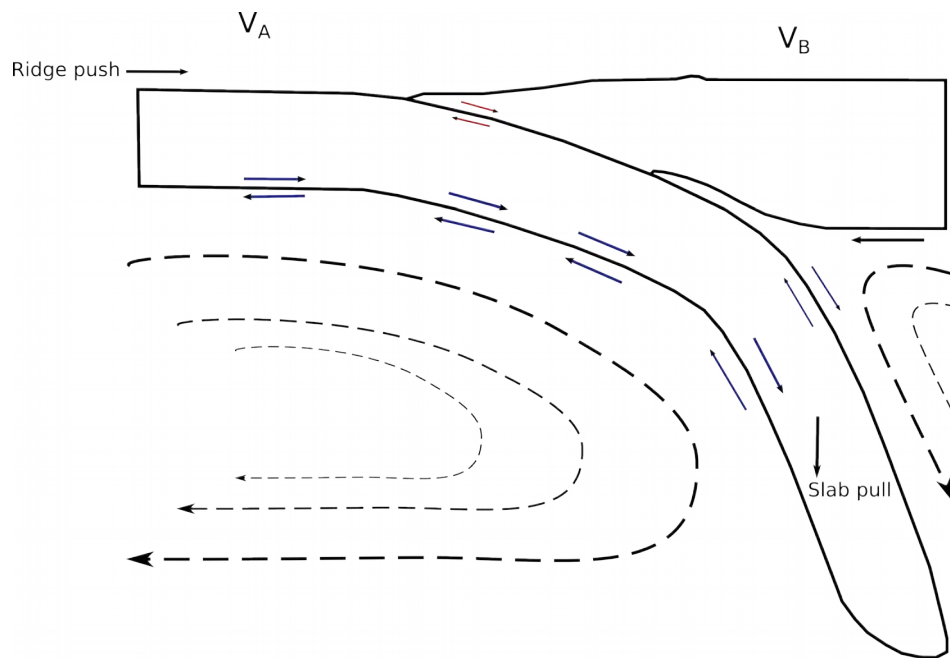


Figura 3.1 Esquema general de las principales fuerzas que actúan en una zona de subducción. Las líneas punteadas indican el flujo del manto, las flechas azules la resistencia del manto y la flecha roja la fricción intraplaca (Modificado de Lallemand et al. 2005).

3.1 Influencia de los parámetros de subducción en la geometría del slab

Las relaciones entre la geometría del slab y una amplia variedad de parámetros de subducción indican que no hay una relación global simple entre la geometría del slab y cualquiera de los parámetros. Sin embargo, es ampliamente aceptado que una litósfera vieja y pesada, caracterizada por una flotabilidad negativa, ejerce una mayor fuerza de arrastre, de modo que genera un mayor ángulo en el slab. En teoría, un slab viejo es más denso y a la vez, más rígido y difícil de deformar, aunque la flotabilidad del slab no depende únicamente de la edad y la velocidad de subducción, sino que además existe una influencia del calentamiento de la litósfera y los cambios de fase. Algunos experimentos de laboratorio sobre la reología del olivino predicen que los slabs fríos deberían ser fuertes debido a la viscosidad dependiente de la temperatura (Rubie, 1984; Kohlstedt et al., 1995; en Billen, 2007). De acuerdo con Sdrolias y Müller (2006) el ángulo del slab puede correlacionarse con la edad de la litósfera que subduce para profundidades entre 0 y 100 km. Sin embargo, no hay correlación entre el ángulo a profundidad y la edad de la litósfera que subduce a medida que el slab es afectado por el flujo lateral del manto, lo que ejerce una fuerza lateral en el slab.

La falta de una correlación clara entre la edad y el ángulo observado en los slabs de las zonas de subducción modernas ha sido explicada por la hipótesis de que la subducción es un fenómeno dependiente del tiempo (King, 2001).

En un análisis estadístico sobre los parámetros que controlan la geometría del slab que subduce, Jarrard (1986) concluyó que en muchas zonas de subducción del mundo la correlación entre la edad y el ángulo del slab es muy poca, sin embargo la flexión en la trinchera depende de la componente vertical del *slab pull*. Otro parámetro que podría controlar el ángulo en los primeros 250 km podría ser el espesor y la forma de la placa superior, una placa superior más gruesa hace que el slab sea más pronunciado. Por otra parte, el efecto del calor latente liberado por los cambios de fase podría alterar la distribución térmica y la flotabilidad del slab que subduce controlando su ángulo (van Hunen et al., 2001).

El ángulo del slab no se correlaciona con la fuerza del *slab pull* ni la edad o el parámetro térmico de la placa que subduce. El parámetro térmico fue definido por Kirby et al. (1996) como el producto de la edad de la placa que subduce en Ma y la tasa de descenso vertical en km. Estas observaciones sugieren que las fuerzas que se originan en el flujo del manto, contraste de viscosidad en el manto, fuerzas de flexión o fuerzas derivadas del movimiento de placas, las cuales pueden contrarrestar la fuerza de *slab pull* y controlar el ángulo del slab (Lallemand et al., 2005).

A poca profundidad, los efectos de la acreción/erosión (Karig et al., 1976, en Cruciani, 1995; Lallemand et al., 1992), el espesor de los sedimentos en la trinchera y la subducción de placas oceánicas (Cross y Pilger, 1982, en Cruciani, 1995) pueden influir en la geometría. Otros factores pueden ser las fuerzas resistivas inducidas por el manto con respecto a la placa que subduce (Scholz y Campos, 1995; Doglioni et al., 1999, en Cruciani et al., 2005).

De acuerdo con Billen (2007) los principales procesos que controlan la evolución del slab son:

1. Una reología no-Newtoniana en el manto superior que disminuye la resistencia viscosa alrededor del slab, y le permite deformarse más libremente en el manto superior, mientras que el manto inferior Newtoniano, más rígido, estabiliza la evolución del slab.
2. La evolución del slab se caracteriza por un ángulo inicial muy bajo que se incrementa a medida que el slab se alarga en el manto superior.
3. El ángulo del slab en el manto superior disminuye después de que los slabs rígidos entran en un manto inferior de alta viscosidad.
4. El ángulo del slab disminuye al incrementarse la velocidad de convergencia para los slabs rígidos que entran en el manto inferior como resultado de la migración del slab en la parte baja del manto superior y a un grado de succión inducido por el flujo de la cuña.
5. El ángulo del slab no se correlaciona directamente con la flotabilidad del slab.
6. La evolución del slab no es un estado estable, y la interpretación de las formas del slab a partir de flujo del manto debe ser muy cautelosa.

3.2 La zona de subducción mexicana

El área de interés para el presente estudio también comprende la Zona de Subducción Mexicana, donde las placas de Rivera y Cocos subducen bajo las placas de Norteamérica y el Caribe (Figura 3.2). En la zona de subducción mexicana hay cambios muy marcados en la distribución de la sismicidad, el ángulo de las placas subducidas, la posición del arco volcánico y la composición geoquímica del volcanismo, sin embargo la velocidad de convergencia y la edad de la litósfera oceánica varían muy ligeramente a lo largo de la Trincheras Mesoamericana (TMA).

Las placas de Cocos y Rivera son remanentes de la placa Farallón, una placa grande que fue fragmentándose desde hace aproximadamente 30-28 Ma cuando la Dorsal de Pacífico Este (DPE) empezó a interactuar con la placa de Norteamérica (Atwater y Stock, 1998; en Manea et al., 2013). Hace 23 Ma, la placa de Farallón se rompió en dos: la placa de Cocos al Norte y la placa Nazca hacia el sur (Lonsdale, 2005). Con el desplazamiento de la unión triple de Rivera (Cocos-Pacífico-Norteamérica) hacia el sur, la parte norte de Cocos se rompió en varias placas más pequeñas. La placa de Rivera fue el último fragmento derivado de la placa de Cocos y empezó a ser independiente hace al menos 10 Ma (DeMets y Traylen, 2000). Con la migración de las dorsales de Cocos-Nazca y Cocos-Pacífico hacia la trincheras, la edad de la corteza que subducía fue disminuyendo. La placa subducida al oeste de México sufrió rollback, un movimiento del frente volcánico con dirección a la trincheras y una deformación extensional en la placa superior, representada por los rifts de Tepic–Zacoalco y Colima (Ferrari et al., 2001, 2012). La placa de Rivera está limitada por la DPE, la zona de fractura Tamayo y la TMA. El límite entre las placas de Cocos y Rivera al sur de la TMA está definido por el graben El Gordo, que marca el límite sureste de una zona de extensión activa entre las dos placas (Bandy et al., 2000). Al sur del graben El Gordo hay una serie de zonas de fracturas en la superficie de la placa de Cocos, las más importantes son las zonas de Orozco y O'Gorman; además de Tehuantepec, una estructura de compresión (Manea et al., 2005). El ridge de Tehuantepec es una discontinuidad de dos segmentos de la placa de Cocos con una diferencia de edad de ~10 Ma (Manea et al., 2003, 2005; McMillen et al., 1982 en Manea et al., 2013). La placa de Cocos limita al noreste con la placa de Norteamérica y la del Caribe, al oeste con la placa del Pacífico y al sur con la de Nazca.

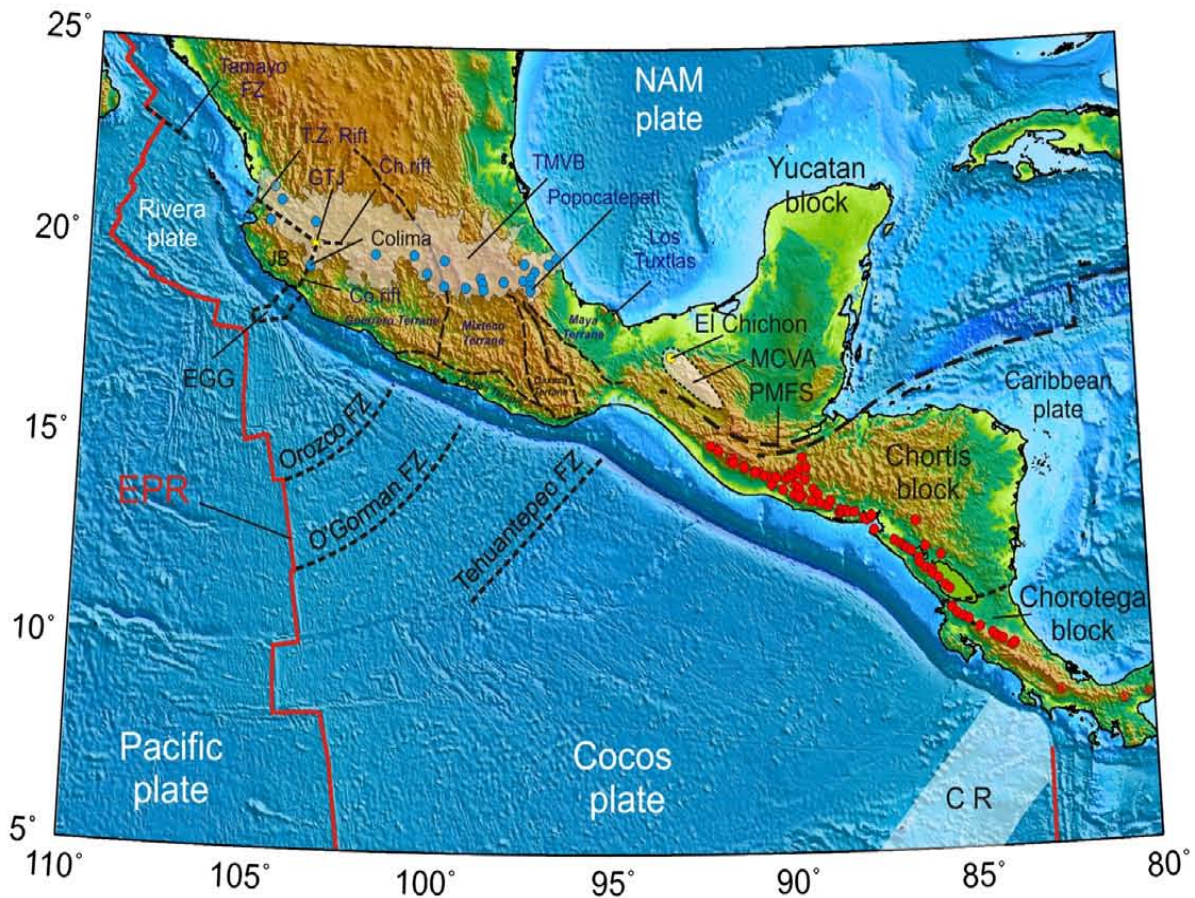


Figura 3.2 Contexto tectónico regional en la zona de Subducción Mexicana. *JB*: Bloque de Jalisco, *Ch. rift*: rift de Chapala, *Co. rift*: rift de Colima, *TZ Rift*: rift Tepiz-Zacoalco, *GTJ*: Unión triple de Guadalajara, *EGG*: graben El Gordo, *EPR*: Dorsal del Pacífico Este, *MCVA*: Arco volcánico moderno de Chiapas; *PMFS*: Sistema de fallas Polochic-Motagua; *CR*: dorsal de Cocos, *TMVB*: Faja Volcánica Transmexicana, los puntos azules señalan los principales centros volcánicos cuaternarios, *CAVA*: arco volcánico Centroamericano, los puntos rojos señalan los principales centros volcánicos (Manea et al., 2013).

3.2.1 Variaciones en la velocidad de las placas

Tanto Rivera como Cocos son placas oceánicas relativamente jóvenes que subducen a lo largo de la TMA a una tasa de convergencia variable que incrementa hacia el sureste (de ~3 cm/año para Rivera y de 5 a 9 cm/año para Cocos) (DeMets, 2001; DeMets y Traylen, 2000). En la costa de México la trinchera retrocede 0.5–1 cm/año y en Centroamérica la trinchera avanza a una tasa mayor de 2.2 cm/año, de acuerdo con el punto caliente Indo-Atlántico como marco de referencia (Schellart et al., 2007, 2008). A inicios del Cenozoico las placas eran más rápidas y estaban asociadas a la subducción de Pacífico-Farallón bajo la placa

Norteamericana. En ese tiempo la tasa de convergencia alcanzó un máximo de 18.5 cm/año en el norte y 1.6 cm/año en el sur. Entre 35 y 60 Ma la tasa de convergencia llegó hasta 12 cm/año. Al norte de la TMA la tasa de convergencia disminuyó a 1 cm/año hace 10 m.a. Sin embargo, en la parte central y sur de la trinchera se incrementó la velocidad absoluta a valores entre 9 y 15 cm/año hace 20 Ma (Sdrolias y Müller, 2006).

La placa de Norteamérica se mueve siempre hacia la trinchera y ha presentado cambios menores en la magnitud de la velocidad a través del tiempo, tomando como referencia el punto caliente Indo-Atlántico. En el inicio del Cenozoico, su velocidad era de 8 cm/año, después de los 50 Ma disminuyó a 2 cm/año en el norte y 1 cm/año en el sur. Posteriormente incrementó a 3-4 cm/año entre los 12 y 17 Ma, y después disminuyó a ~1-2 cm/año (Sdrolias y Müller, 2006). Actualmente, la placa de Norteamérica avanza 1–2 cm/año hacia el este en México y la placa del Caribe ha permanecido inmóvil en los últimos 40 Ma (Müller et al., 1999, en Manea et al., 2013).

3.2.2 Edad de las placas

La zona de subducción mexicana tiene características muy particulares. Una de ellas es que la edad de la corteza oceánica que subduce no excede los 25 Ma y en los últimos 60 Ma de historia tampoco ha sido más antigua (Figura 3.3). En la actualidad, la edad de la placa que subduce se incrementa gradualmente de ~10 Ma al W de México a ~15 Ma en el centro de México, hasta 25 Ma en la cuenca de Guatemala, El Salvador y Nicaragua, hasta disminuir nuevamente a los ~15 Ma en el SE de Costa Rica (Sdrolias y Müller, 2006).

La edad de la litósfera de la placa de Rivera que se consume en la trinchera es del Mioceno tardío, con aproximadamente 9 Ma (Klitgord y Mammerickx, 1982). La edad de la placa de Cocos en la trinchera varía de ~ 9-10 Ma donde intersecta la zona de subducción a los 18° N, a 30 Ma donde intersecta la dorsal Cocos-Nazca a los 7° de latitud. Al este, la dorsal de Tehuantepec intersecta la trinchera Mesoamericana cerca de 95°W. Aparentemente es la expresión morfológica de una zona de fractura que separa corteza oceánica de edades diferentes. Una corteza más joven hacia el noroeste difiere en edad de la del sureste de la dorsal de Tehuantepec por aproximadamente 17 a 25 m.a (Couch y Woodcock, 1981).

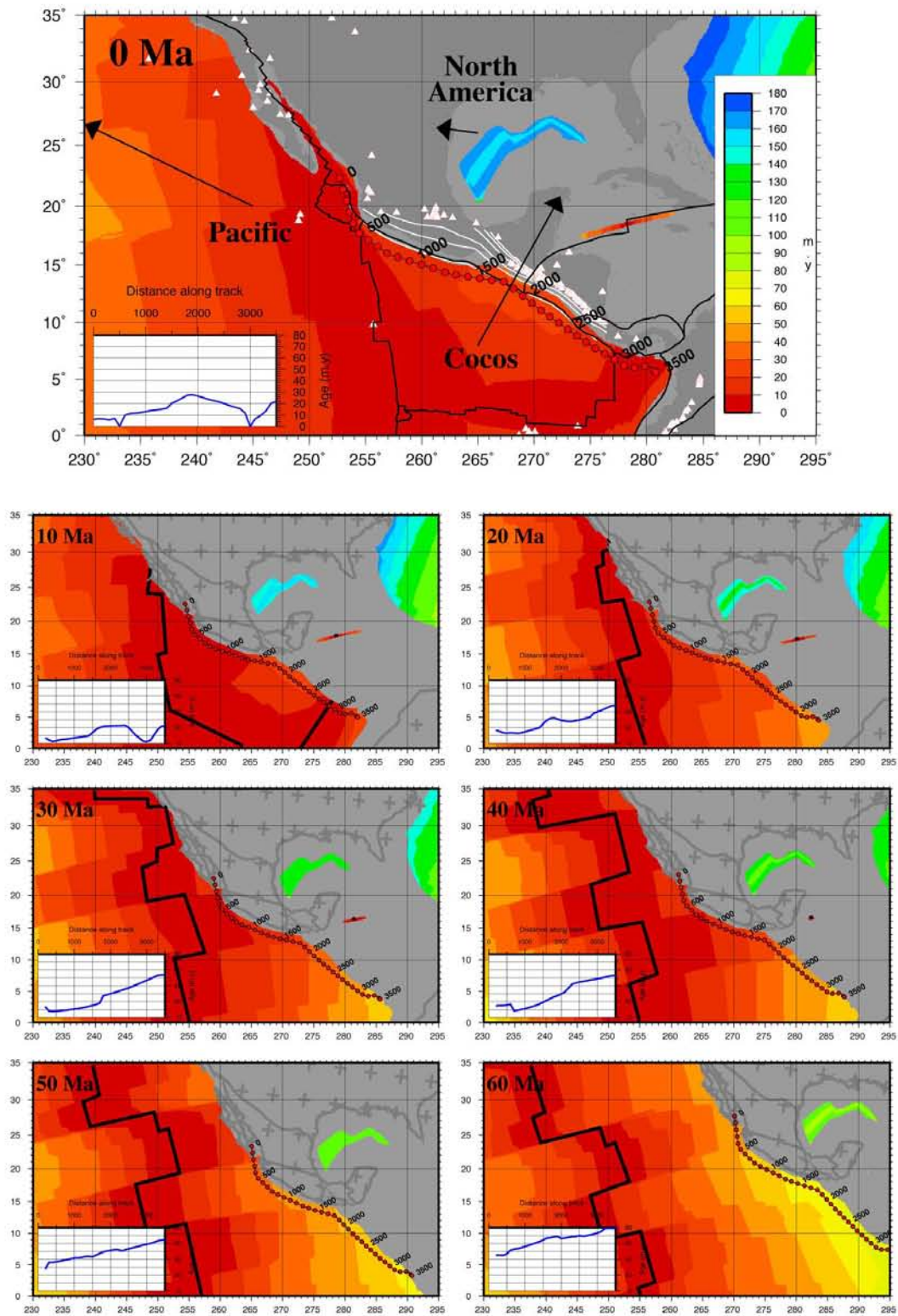


Figura 3.3 Edad de la corteza oceánica en el sistema de subducción de Mesoamérica, del estado actual (figura superior) a la historia en los últimos 60 Ma (figuras en la parte inferior) (Sdrolías y Müller, 2006).

3.2.1 Geometría del slab en la zona de subducción mexicana

En las últimas décadas se han realizado estudios geofísicos entre los que se encuentran el experimento sísmico *MARS* (*Mapping the Rivera Subduction zone*) que muestra una geometría compleja entre los slabs de Rivera y Cocos (Yang et al., 2009); el experimento *MASE* (*Middle America Seismic Experiment*) y la línea sísmica *VEOX* (*Veracruz-Oaxaca*), que muestra a detalle la geometría en 2D de la placa de Cocos bajo el centro de México y el Istmo de Tehuantepec (Melgar y Pérez-Campos, 2011; Pérez-Campos et al., 2008).

En la parte somera de la zona de subducción hay una geometría constante con un ángulo de subducción inicial de $\sim 10^\circ$ que se incrementa gradualmente a 25° a 30 km de profundidad (Pardo y Suárez, 1995) (Figura 3.4). Esta geometría parece ser independiente de la edad y la velocidad de convergencia relativa de la placa oceánica subducida. Las placas de Cocos y Rivera muestran variaciones laterales en el ángulo de subducción a profundidades mayores a los 30 km, cuando el slab que subduce está desacoplado de la placa superior. En el centro de México la placa de Cocos se caracteriza por una gran variabilidad e inusual geometría, inconsistente con la variación gradual de los parámetros de subducción como la edad de la placa y tasa de convergencia. De acuerdo con Pardo y Suárez (1995), en el Istmo de Tehuantepec la sismicidad define una zona de Wadati-Benioff con un ángulo de $\sim 30^\circ$. Hacia el oeste el ángulo es más bajo y disminuye a 25° . En Guerrero y Oaxaca el slab se vuelve subhorizontal a 110-275 km de la trinchera y profundidades de ~ 50 km. En la parte más occidental de la placa de Cocos el ángulo del slab cambia a $\sim 30^\circ$. Hacia el noroeste, el ángulo continúa aumentando progresivamente y bajo el Volcán de Colima es de 50° debajo de los 40 km y hasta los 130 km (Pardo y Suárez, 1995). La geometría a mayor profundidad y las variaciones laterales eran desconocidas hasta hace poco tiempo, cuando el experimento *MARS* reveló la estructura del manto superior en 3D hasta los 400 km bajo el bloque de Jalisco (Yang et al., 2009). El modelo muestra una ruptura entre los slabs de Rivera y Cocos que se incrementa a profundidad; además a los 100 km las placas aumentan el ángulo a una profundidad mayor a los 200 km bajo FVTM. La diferencia en el ángulo de las placas inició antes de que la placa de Rivera se separara completamente de la placa de Cocos. El slab de la placa de Rivera entra en el manto de manera más pronunciada (60 - 65°) que la placa de Cocos. Pérez-Campos et al. (2008) y Husker y Davis, (2009) mostraron una subducción plana que se extiende unos 300 km al interior de la TMA bajo Guerrero, después

se hunde en la astenósfera a un ángulo mayor a 65° y se trunca a los 500 km.

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) cruza la parte sur de México de este a oeste aproximadamente a los 19°N . La distribución del arco volcánico es oblicua ($\sim 16^\circ$) con respecto a la trinchera. Tiene aproximadamente 1000 km de extensión, un ancho variable entre 90 y 230 km y está afectado por una secuencia de grábenes, algunos de los cuales son oblicuos en relación con el comportamiento general del arco (Ferrari et al., 2012). Fechamientos de rocas volcánicas sugieren una migración del volcanismo hacia la trinchera desde hace 5.3 Ma (Delgado et al., 1993). De igual manera, Ferrari et al., 2012 definen la migración desde hace 10 Ma para todo el arco. Hay gran variedad en las manifestaciones del vulcanismo: estratovolcanes, volcanes en escudo, conos cineríticos, calderas y campos volcánicos monogenéticos. El vulcanismo dominante es calco-alkalino, típico de la subducción, aunque también hay lavas del tipo intraplaca, rocas ricas en potasio y adakitas (Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2007). Las adakitas se relacionan con la fusión del slab y subducción plana en el Mioceno medio (Gómez-Tuena et al., 2003; Mori et al., 2007).

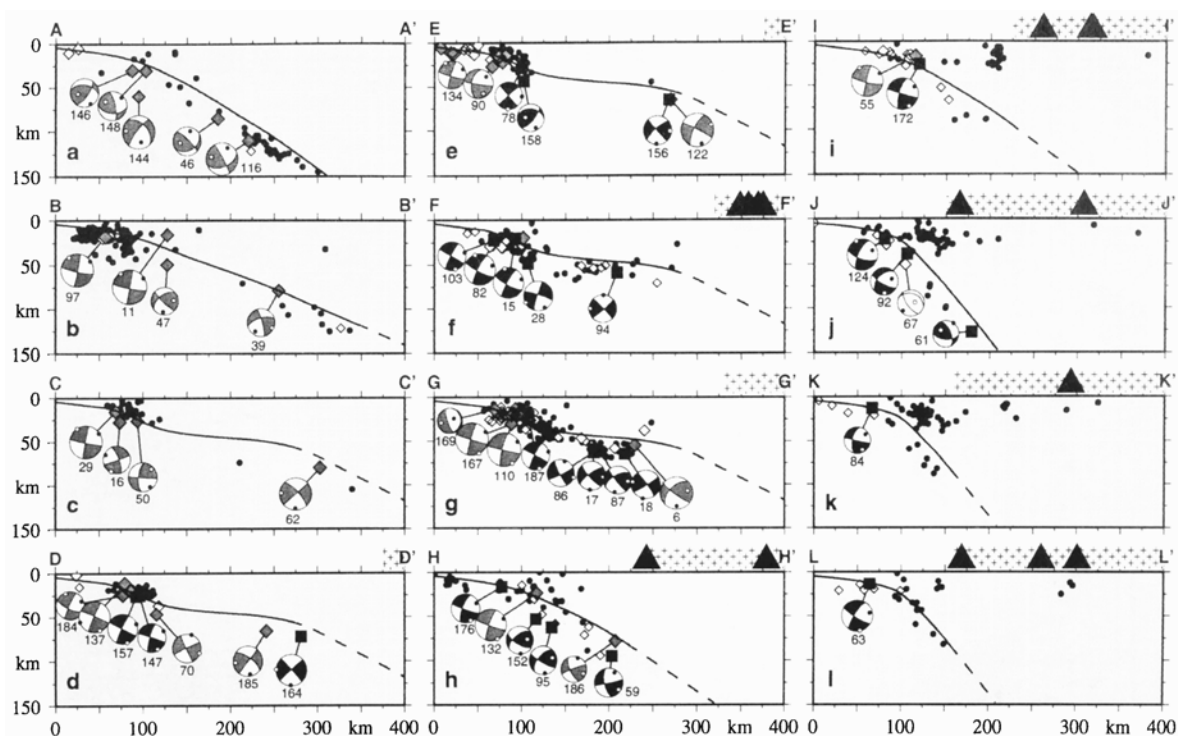


Figura 3.4 Vista lateral de la geometría de los slabs de subducción en las placas de Cocos y Rivera, interpretada a partir de la ubicación de hipocentros. Se muestran los mecanismos focales, los triángulos en supeficie representan los volcanes cuaternarios. Las secciones se distribuyen perpendiculares a la trinchera, la sección A inicia en Oaxaca y la L en Jalisco (Pardo y Suárez, 1995)

CAPÍTULO IV

RESULTADOS

Las simulaciones numéricas cubrieron una amplia cantidad de casos al variar los parámetros iniciales de subducción, para obtener diferentes geometrías finales comparables con las encontradas en la zona de subducción mexicana. En total se generaron 36 modelos de forma sistemática, con una edad y velocidad de la placa oceánica variable, además de diferentes características en el código como la dimensión de la malla y la duración de la subducción (Tabla 4.1). Los modelos consideraron velocidades constantes desde 1 cm/año (mínimo) a 10 cm/año (máximo). La edad de la placa oceánica se modificó de 10 Ma a 100 Ma. Los modelos abarcaron diferentes rangos de evolución temporal desde los 8 m.a. para modelos rápidos hasta los 24.5 m.a. en modelos lentos. Esta variación se debe al número de pasos asignados previamente en el código y a que los modelos grandes necesitan más recursos de cómputo y por lo tanto más tiempo de procesamiento para la misma duración de la evolución.

Tabla 4.1 Características generales de los modelos numéricos

Velocidad Edad (Ma)	1	3	5	7	9	10
10	24.5	23	16.8	16.7	12	8.9
15	24.5	23	14	17.9	12	10.6
25	24.5	22.9	14	15	10	8.7
50	24.2	23	13.8	18.4	10	8.6
75	24.1	22.8	14.3	18	11.8	11.1
100	24	22.5	13.9	13	11.7	8.7

Tabla 4.1 Síntesis de los modelos con las características de velocidad, edad de la placa de subducción y duración de la subducción (en Ma). El color indica las dimensiones iniciales de la malla de cálculo: en azul los modelos que se ajustaron dentro de la malla de 1000x300 km, en morado los modelos para una malla de 2000x600 km y en verde los modelos con una malla de 3000x900 km.

Todos los modelos parten de la misma geometría inicial, con una ligera variación en el grosor de la placa oceánica que subduce, en relación con su edad. La mitad de los modelos fueron seleccionados para representar la influencia de la edad de la placa y la otra mitad para la velocidad de la placa que subduce.

4.1 Influencia de la edad de la placa que subduce.

Para poder observar la influencia de la variable de edad de la placa oceánica en la geometría final es necesario mantener constante la velocidad de la placa que subduce y variar su edad en la trinchera. Para ello se presentan los gráficos de tres edades: 15, 50 y 100 Ma en dos instantes del modelo desde el inicio de la subducción: a la mitad de la evolución temporal y en el estado final para cada una de las velocidades modeladas, clasificadas como: baja (1-3 cm/año), media (5-7 cm/año) y alta (9-10 cm/año).

En los gráficos de velocidades bajas (1 y 3 cm/año) hay poca variación en la geometría final. Una vez que se establece el ángulo de subducción, éste ya no varía a medida que el modelo avanza en el tiempo. El slab se mantiene recto cuando la placa oceánica es joven y presenta una ligera curvatura a medida que se hace más antigua (Figura 4.1).

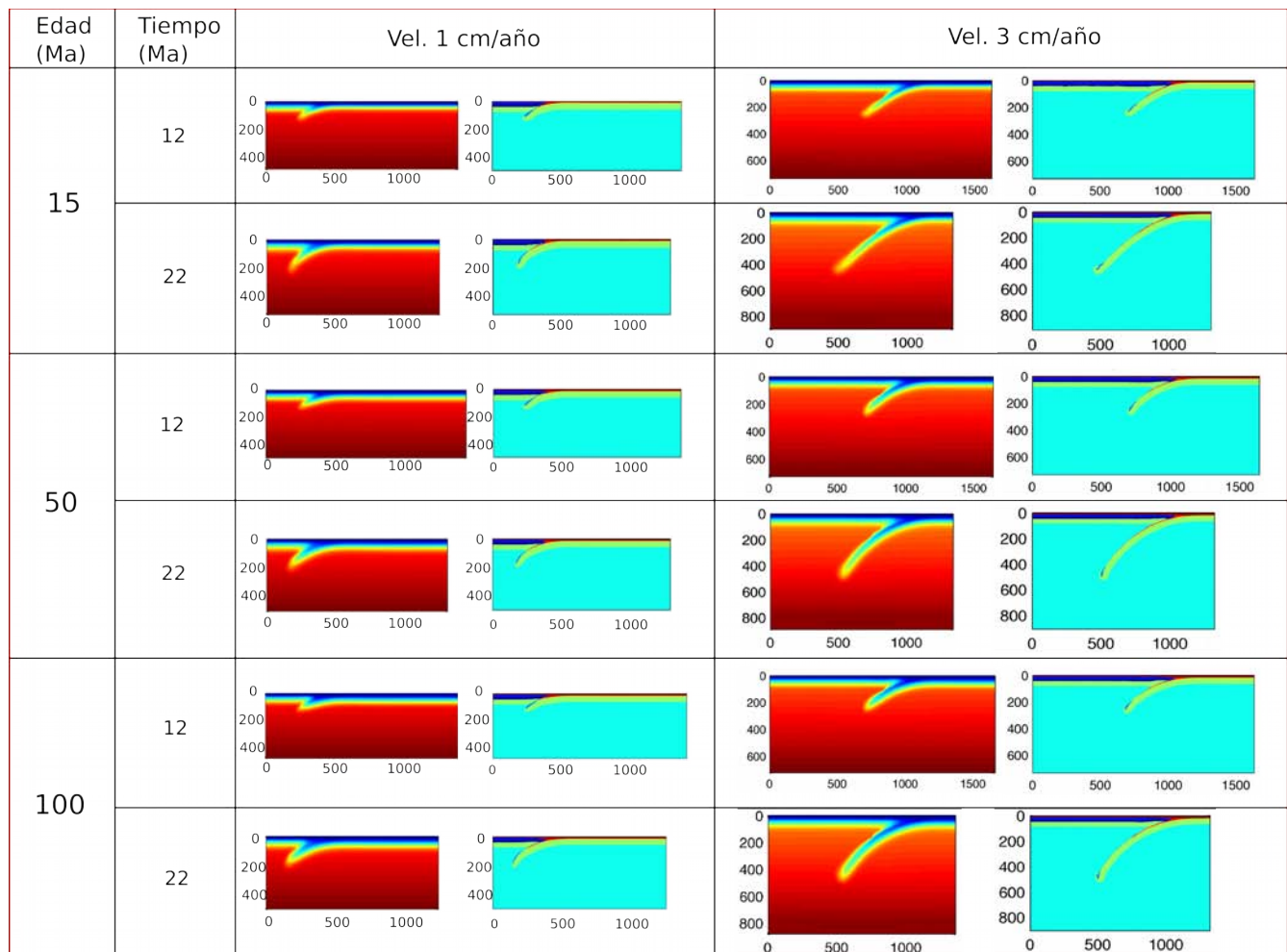


Figura 4.1 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos con una placa oceánica de edad variable y velocidad constante de: 1 cm/año (izquierda) y 3 cm/año (derecha). Los gráficos tienen una misma escala. Para la composición ver Figura 2.4 y el rango de temperatura en Figura 2.3.

Los gráficos para las velocidades intermedias muestran un comportamiento de transición. El slab en los modelos con una velocidad de 5 cm/año es similar independientemente de la edad. En la placa más joven (15 Ma) el slab se mantiene recto con el paso del tiempo. Los slabs más viejos tienden a formar una curvatura hacia abajo a medida que avanzan en el tiempo y se aumenta la fuerza de slab-pull. Al aumentar la velocidad a 7 cm/año, para todas las edades se produce una curvatura en el slab. Para la placa más vieja se observa un comportamiento más rígido y uniforme en la geometría con la profundidad, sin embargo en el modelo de la placa joven hay un cambio de pendiente aproximadamente a los 300 km (Figura 4.2). Además la curvatura comienza a hacerse visible en un paso de tiempo menor a lo largo de la evolución del modelo para las placas viejas.

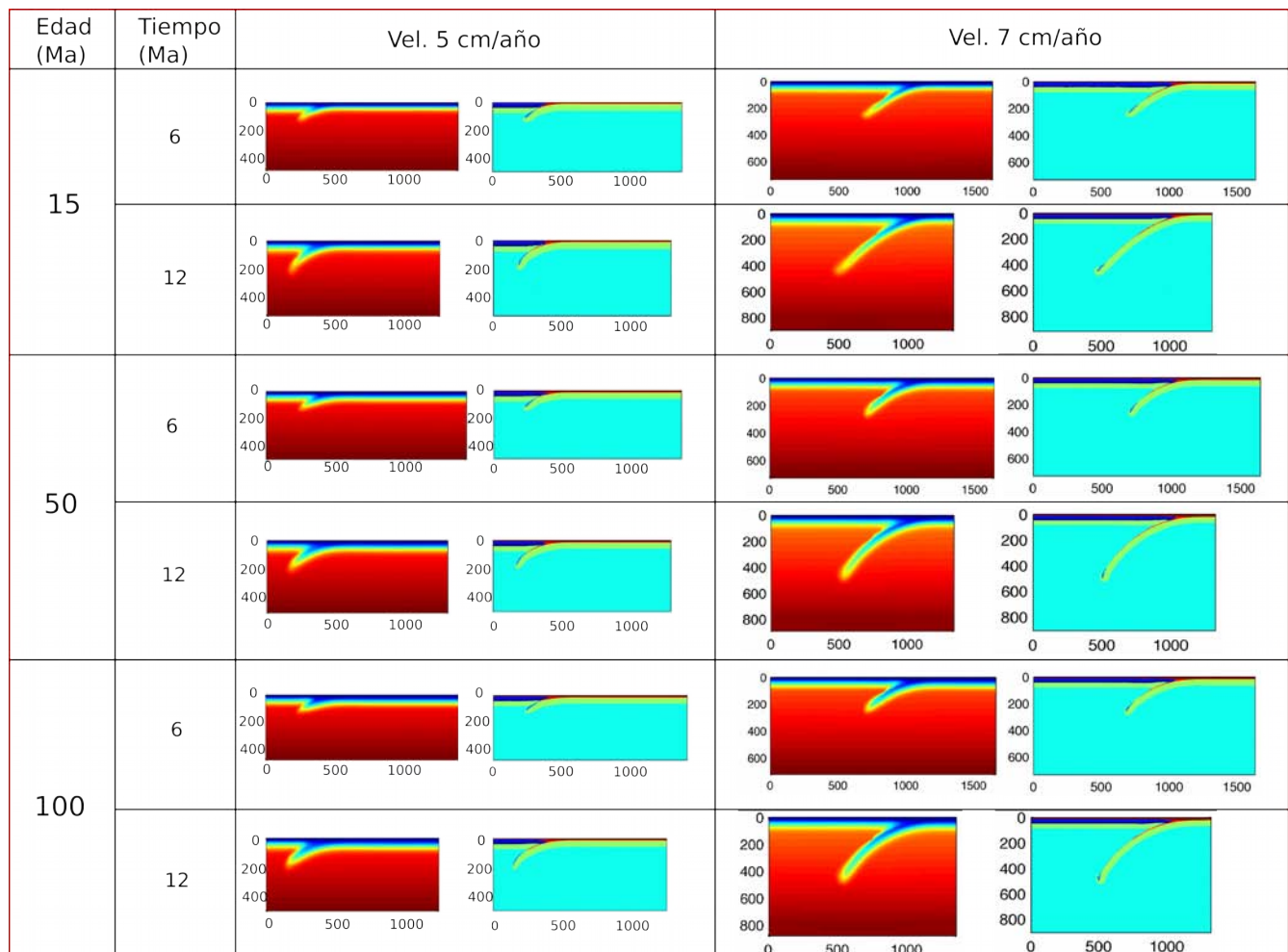


Figura 4.2 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos con una placa oceánica de edad variable y velocidad constante de: 5 cm/año (izquierda) y 7 cm/año (derecha). Los gráficos tienen una misma escala. Para la composición ver Figura 2.4 y el rango de temperatura en Figura 2.3.

La velocidad alta (9 y 10 cm/año) en la placa oceánica que subduce produce una curvatura mayor en las placas jóvenes que en las más antiguas. Además, en las placas jóvenes se aprecia el desarrollo de subducción plana desde los primeros millones de años de la modelación. Las placas viejas tienen un comportamiento más rígido y son más resistentes a la deformación debido a que son más gruesas que las placas jóvenes, por lo que no son capaces de formar una subducción subhorizontal.

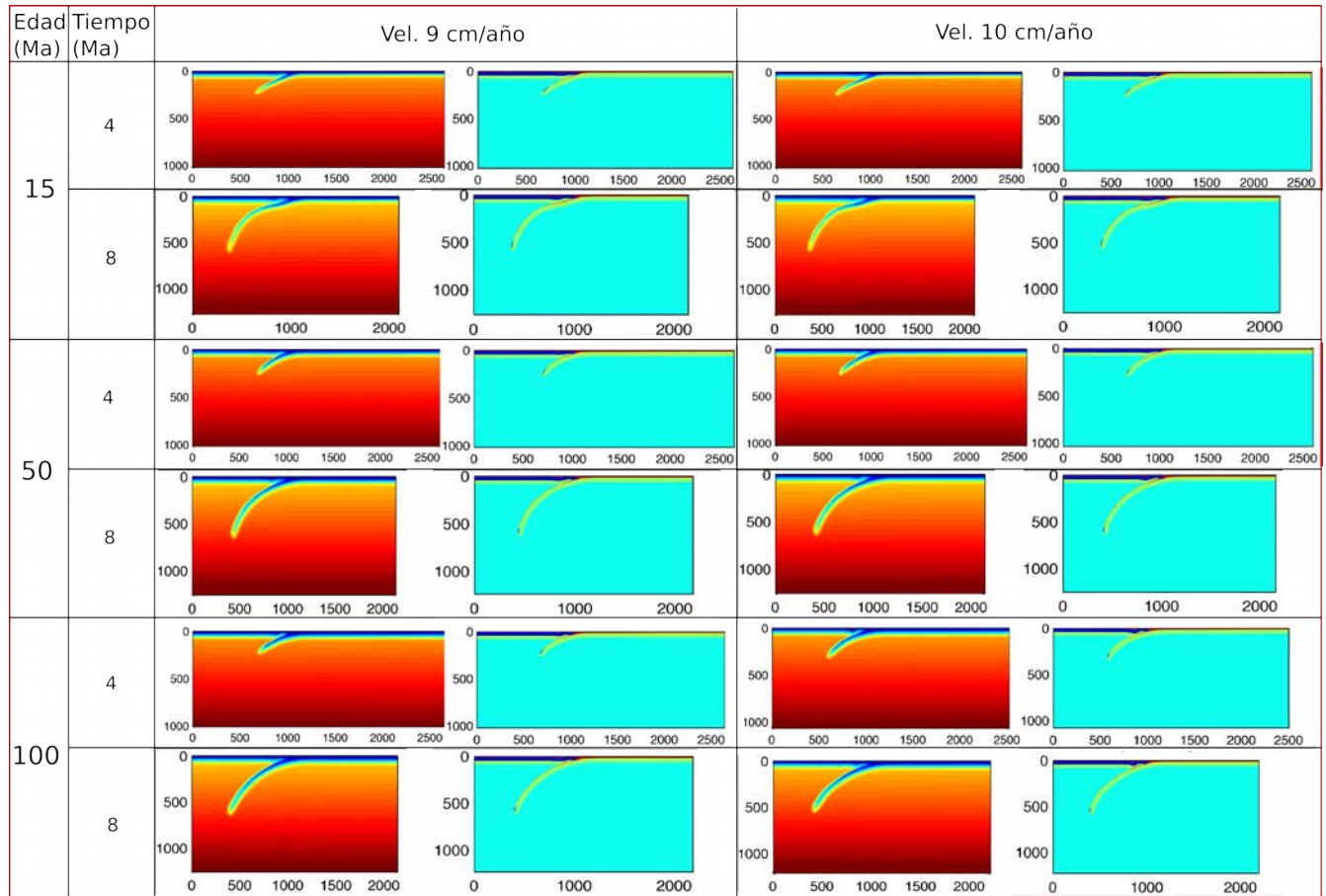


Figura 4.3 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos con una placa oceánica de edad variable y velocidad constante de: 9 cm/año (izquierda) y 10 cm/año (derecha). Los gráficos tienen una misma escala. Para la composición ver Figura 2.4 y el rango de temperatura en Figura 2.3.

4.2 Influencia de la velocidad de convergencia.

Al mantener constante la edad de la placa y variar la velocidad de convergencia es posible conocer la influencia de la velocidad en la geometría resultante dentro de la zona de subducción. Para ello se presentan de acuerdo con la edad de la placa en la trinchera a la que se modele como: placa joven (10 Ma), placa mediana (25 Ma) y placa antigua (75 Ma).

En el caso de una placa joven (10 Ma) con baja velocidad de convergencia el slab se mantiene recto a medida que va descendiendo. A partir de los 5 cm/año cambia esta condición y comienza a deformarse, con un cambio en la pendiente a los 160 km de profundidad aproximadamente. Las velocidades mayores producen un slab de forma muy irregular y una curvatura mayor por debajo de los 200 km (Figura 4.4). La forma del slab es espontánea y por la distancia que existe (\geq a 500 km) desde la placa que subduce a la frontera lateral izquierda con una condición inicial de límite fijo, no se considera que la frontera esté afectando la geometría en la evolución de los modelos en el caso de las placas de alta velocidad de convergencia.

Para las placas de edad mediana (25 Ma) la geometría final es muy similar en todos los casos independientemente de su velocidad. Sin embargo, al igual que para las placas jóvenes, la velocidad lenta produce menos deformación en el slab que las velocidades altas y además hay un cambio de pendiente en el slab a los 200 km de profundidad, aunque es mucho menos pronunciado que en el caso de la placa joven (Figura 4.5). Al igual que en el caso anterior, los modelos rápidos tienen una subducción que inicia a una distancia considerable de las fronteras laterales de modo que la geometría del slab no se vea afectada por las condiciones impuestas inicialmente.

La placa de 75 Ma se comporta más rígida que las placas de menor edad, sin embargo presenta una ligera curva distinguible por debajo de los 200 km de profundidad en los modelos de velocidades mayores o iguales a 7 cm/año. El cambio en la pendiente del slab es mayor a medida que la velocidad de la placa oceánica aumenta y a la vez produce un ángulo de subducción mayor (Figura 4.6).

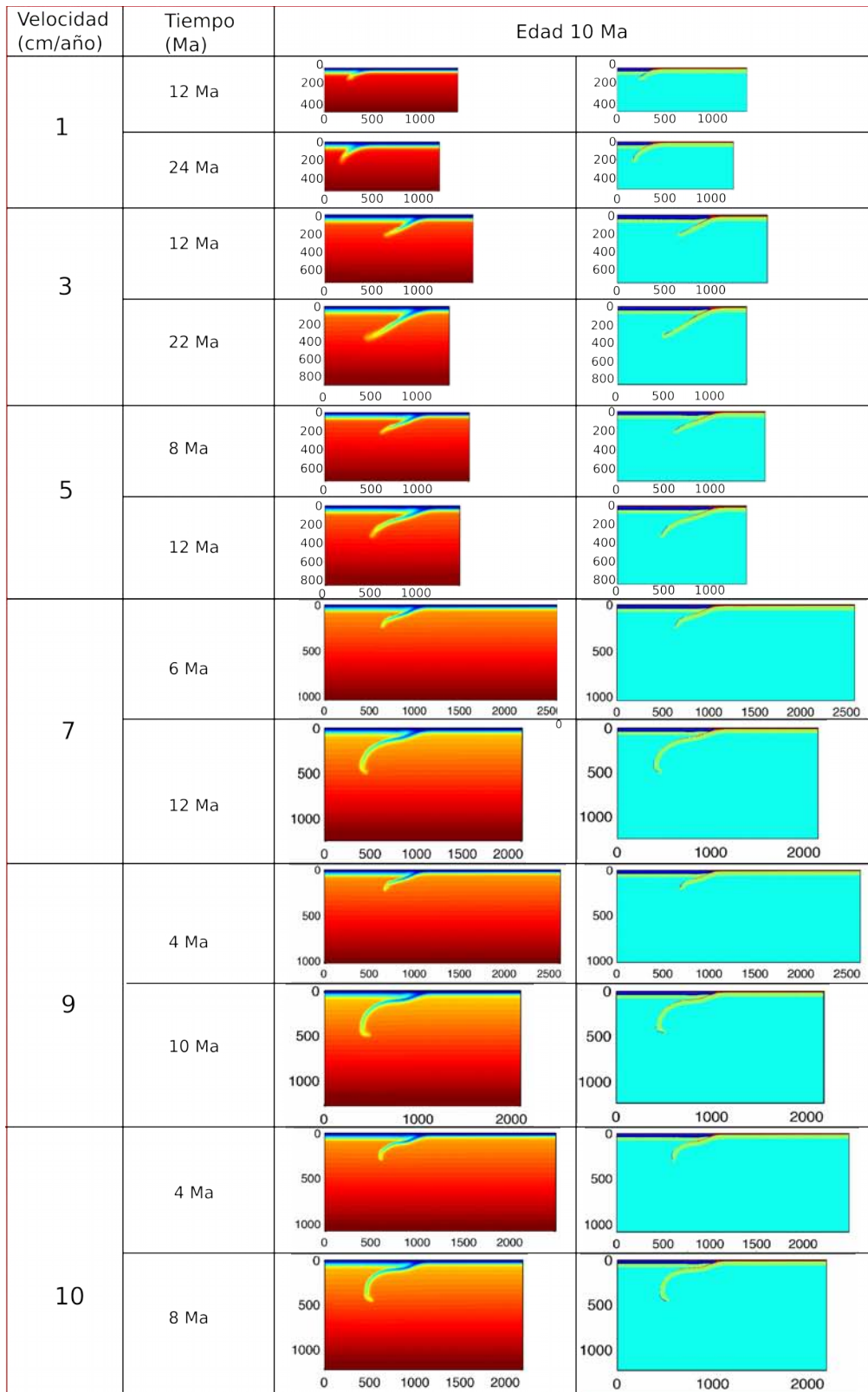


Figura 4.4 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos de subducción para una placa oceánica con edad constante de 10 Ma, con una variación en la velocidad de la placa que subduce, en dos distintos pasos de tiempo.

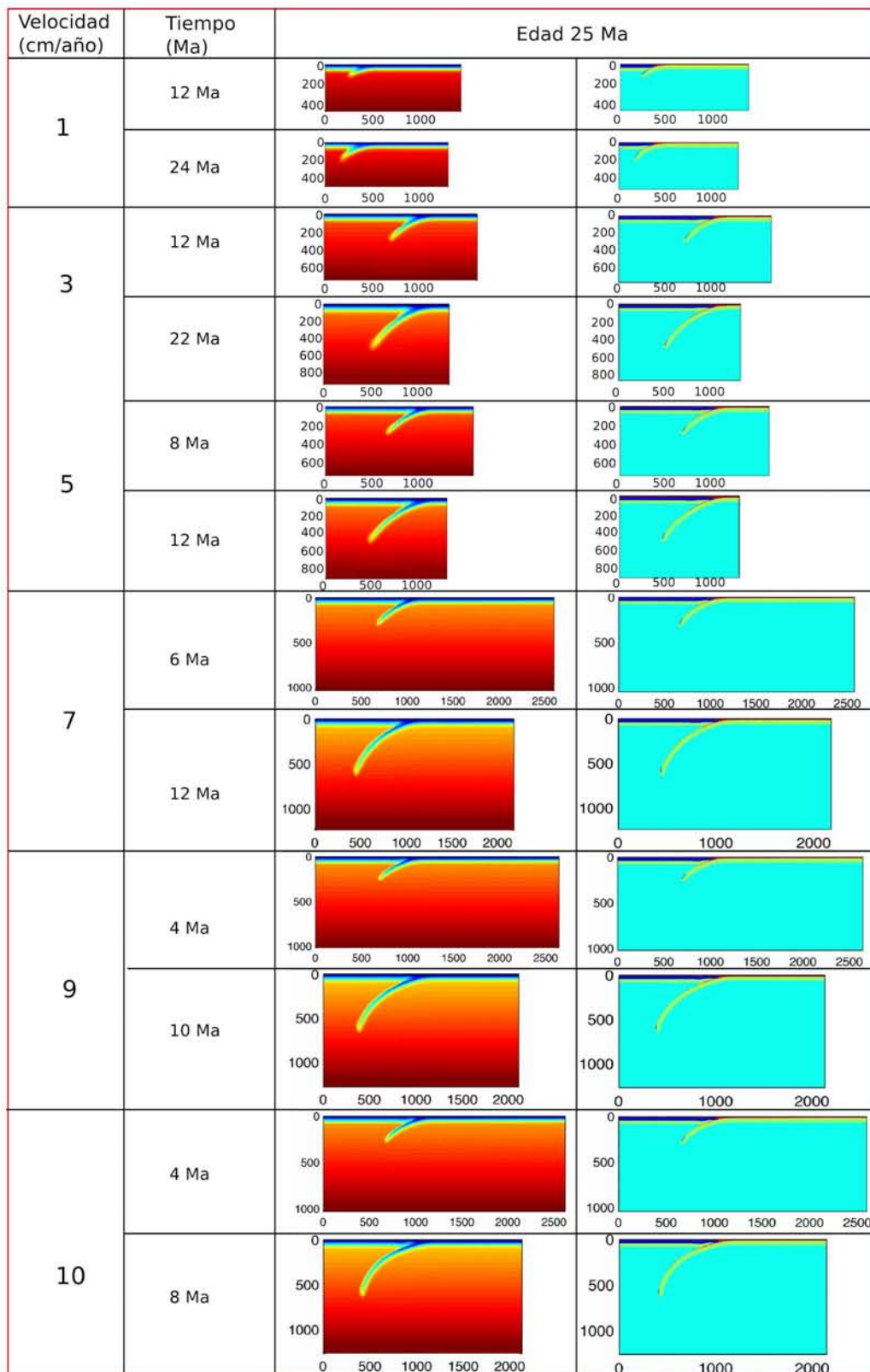


Figura 4.5 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos de subducción para una placa oceánica con edad constante de 25 Ma, con una variación en la velocidad de la placa que subduce, en dos distintos pasos de tiempo.

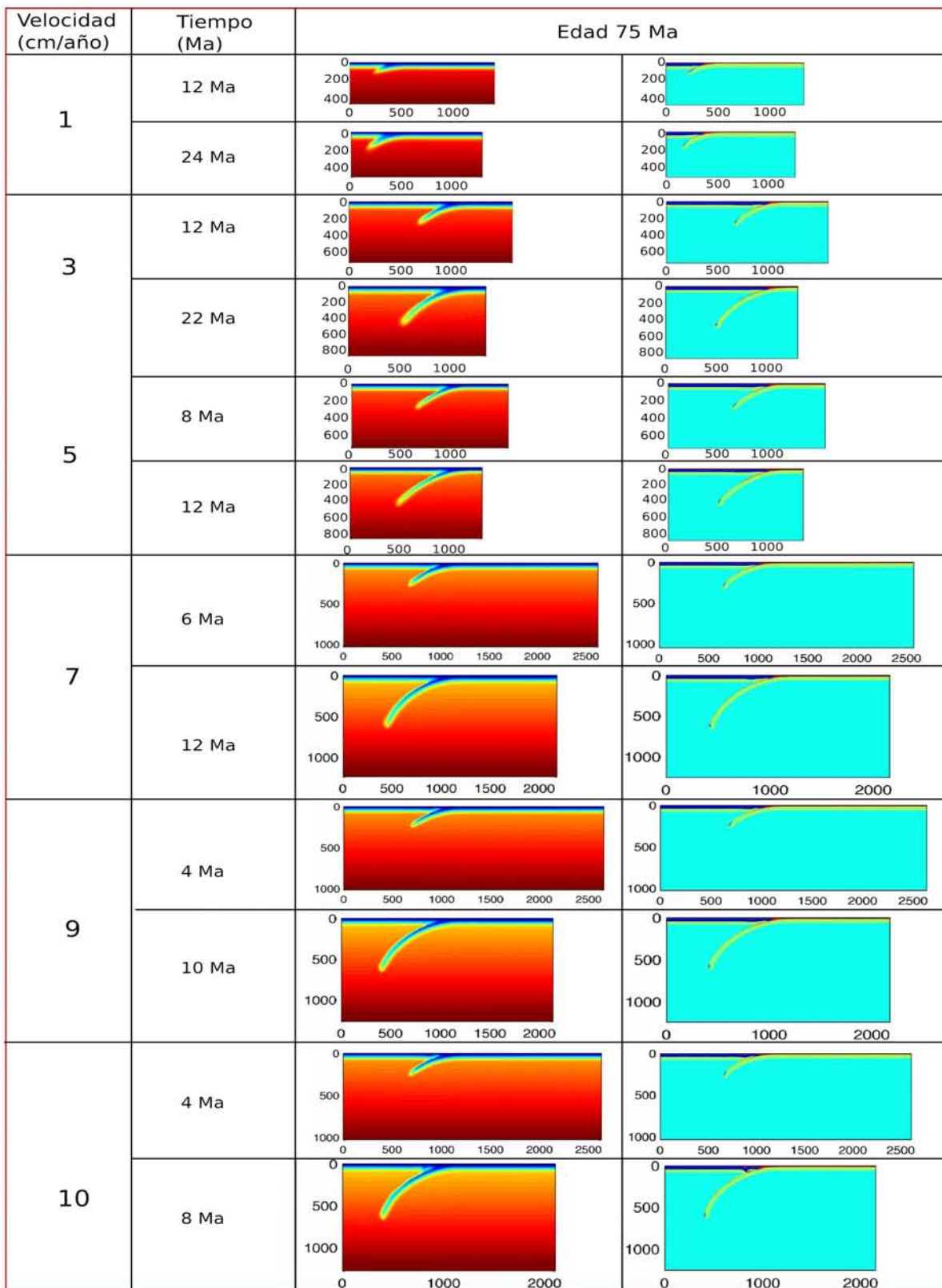


Figura 4.6 Gráficos de temperatura y composición de los modelos numéricos de subducción para una placa oceánica con edad constante de 75 Ma, con una variación en la velocidad de la placa que subduce, en dos distintos pasos de tiempo.

4.3 Influencia de las variables de edad y velocidad de convergencia en la posición del arco volcánico.

Con el gráfico de composición de rocas se tomaron medidas de las distancias entre la trinchera y la proyección en superficie del punto donde el slab alcanza las profundidades de 108 ± 14 km (Tatsumi y Eggins, 1995) para cada medio millón de años de evolución en los 36 modelos (Figura 4.7). En la mayoría de las zonas de subducción del mundo la parte superior del slab se ubica entre los 100 y 120 km de profundidad bajo el frente volcánico en superficie (Syracuse, 2006). Esta profundidad es la misma para la mayoría de las zonas de subducción independientemente del ángulo de subducción o la edad de la placa oceánica (Davies y Stevenson, 1992).

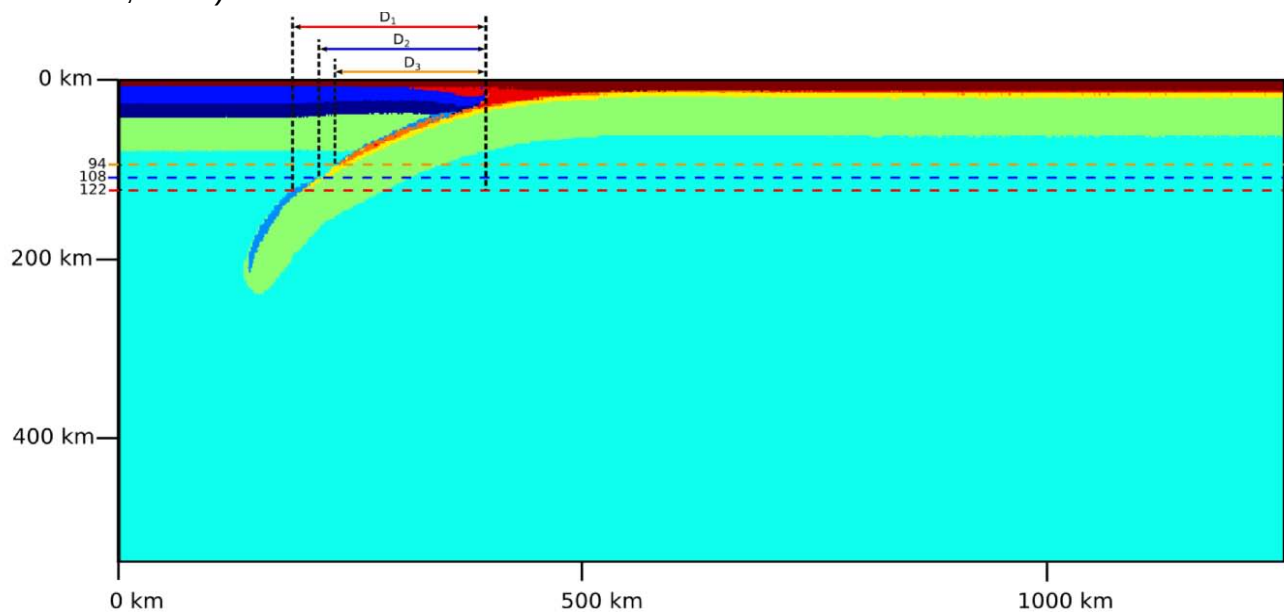


Figura 4.7 Distancias medidas en los gráficos de composición: D1, Distancia medida desde la trinchera a la proyección en superficie del punto en el slab que alcanza la profundidad de 122 km; D2, Distancia para la profundidad de 108 km; D3, Distancia para la profundidad de 94 km.

A partir de las mediciones se elaboraron gráficos de dispersión para los valores de la profundidad vs paso de tiempo con el fin de conocer la evolución de la posición del arco volcánico y ajustar a una función. Además se presentan los gráficos divididos en dos grupos para poder observar la influencia de las variables de edad de la placa y velocidad de convergencia.

4.3.1 Influencia de la edad de la placa en subducción.

Los gráficos de la variación con el tiempo de la distancia entre la trinchera y la proyección del arco volcánico, obtenidos de los modelos para placas con velocidades constantes y edades variables, muestran que las placas con velocidades lentas presentan una pendiente negativa cuando la placa es joven y va disminuyendo a medida que la placa se hace más vieja. De las tres mediciones la más profunda tiene menor pendiente (Figura 4.8).

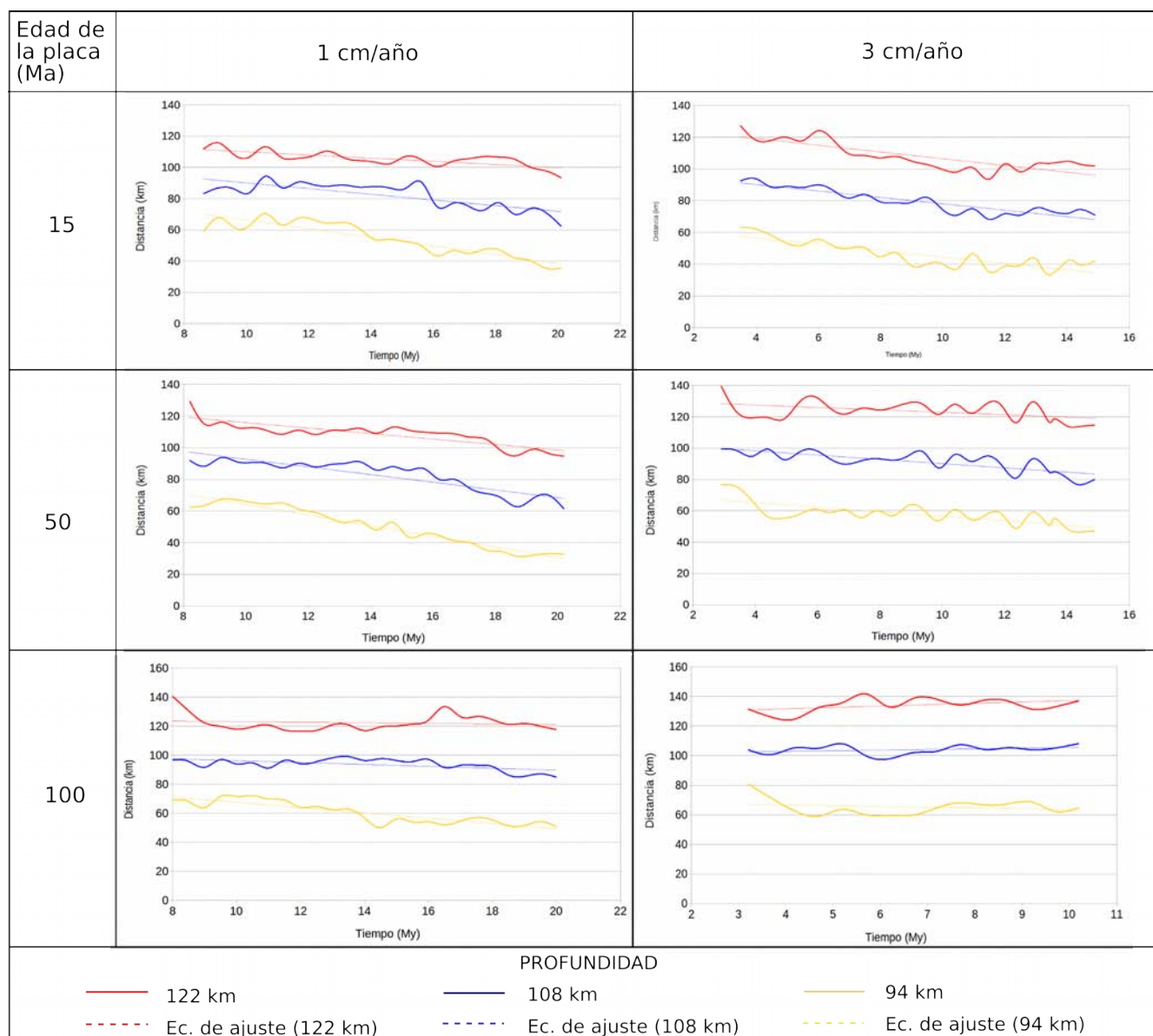


Figura 4.8 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de velocidades constantes y bajas (1 y 3 cm/año) y tres edades variables de la placa que subduce (15, 50 y 100 Ma). Además se observan las curvas de ajuste.

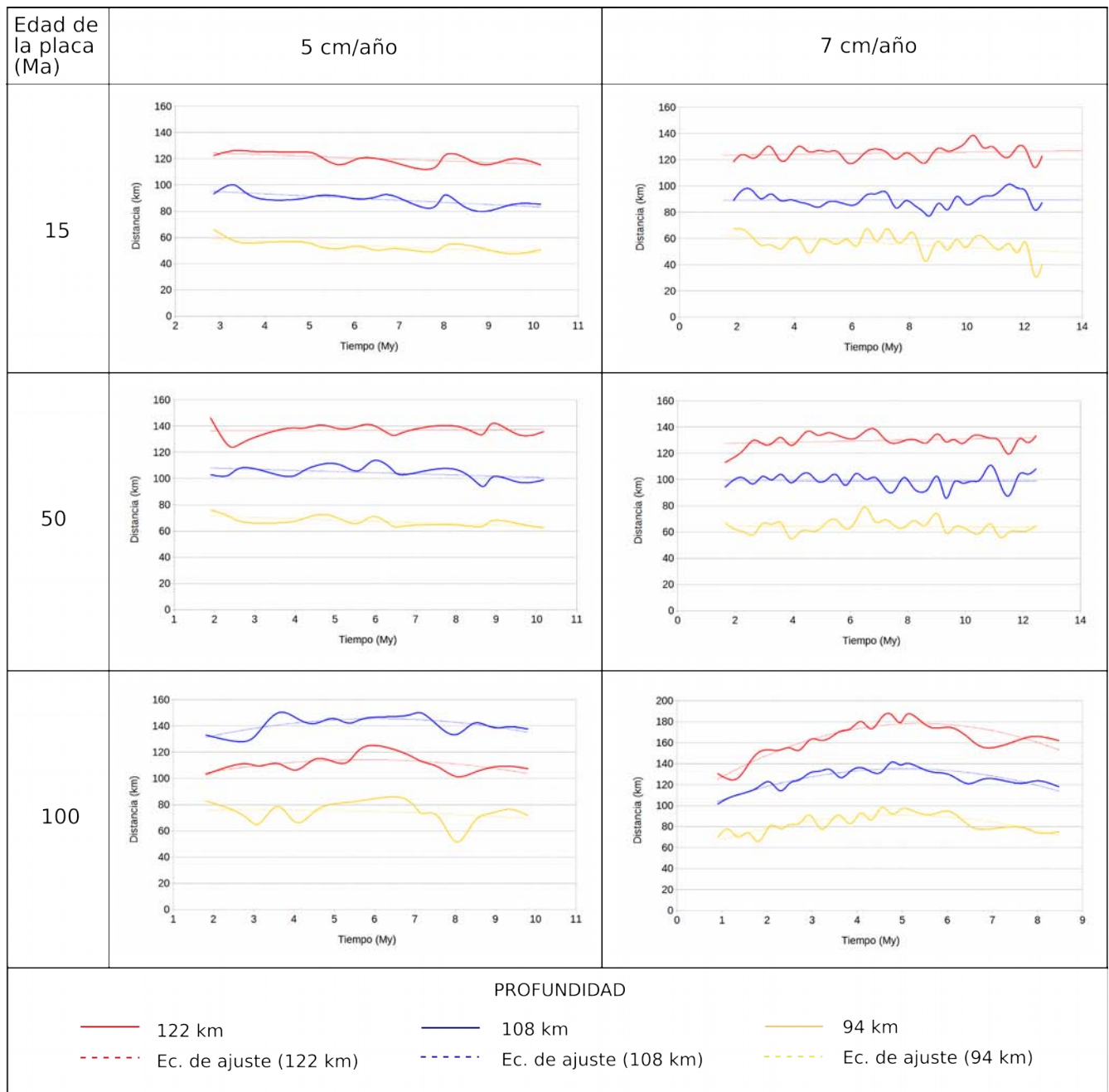


Figura 4.9 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de velocidades constantes e intermedias (5 y 7 cm/año) y tres edades variables de la placa que subduce (15, 50 y 100 Ma). Además se observan las curvas de ajuste.

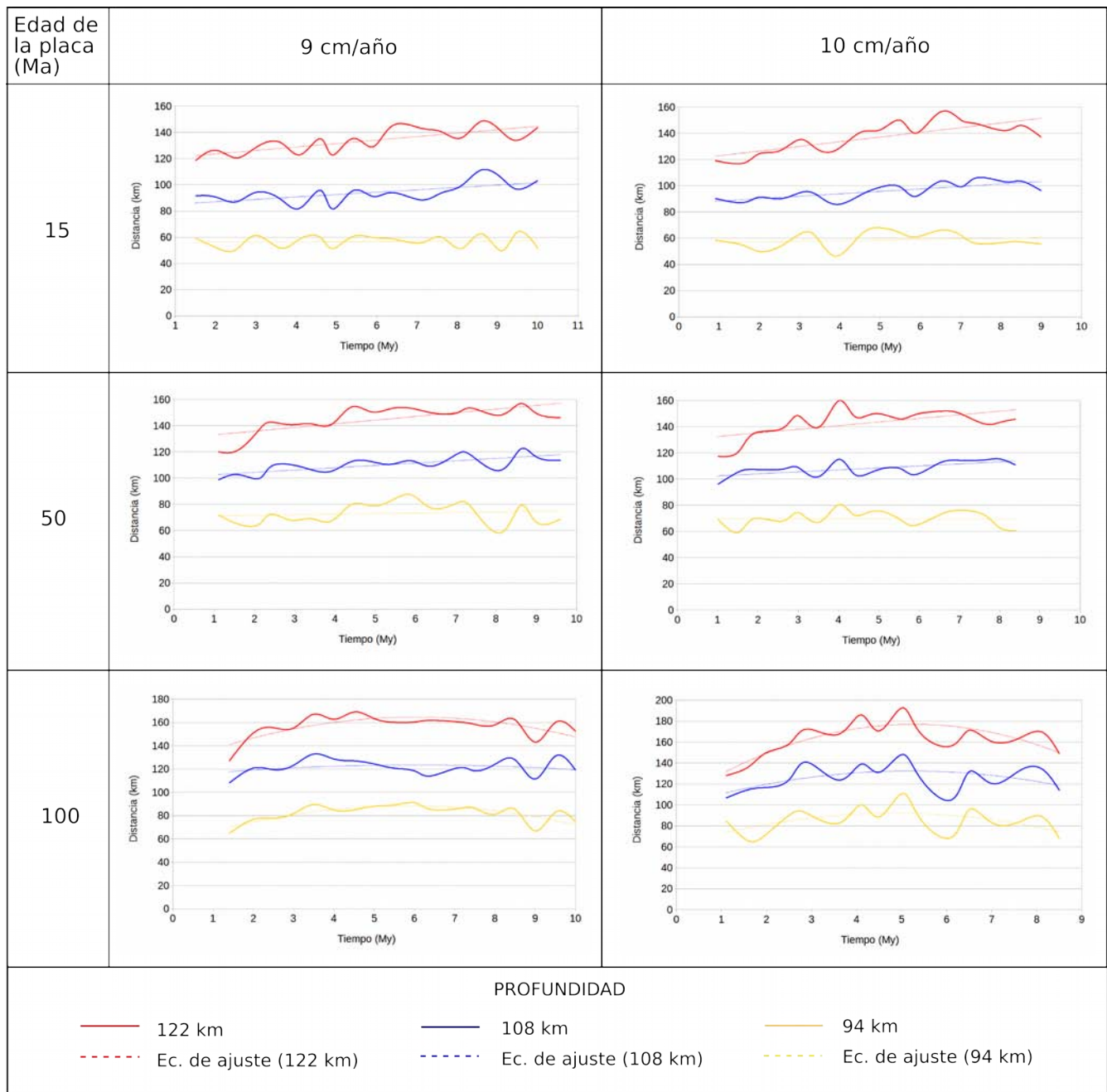


Figura 4.10 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de velocidades constantes y altas (9 y 10 cm/año) y tres edades variables de la placa que subduce (15, 50 y 100 Ma). Además se observan las curvas de ajuste.

En la Tabla 4.1 se presentan las funciones de ajuste para los gráficos de dispersión en tres profundidades obtenidos de los modelos con edad variable, además se incluye el coeficiente de determinación R^2 . Las funciones fueron elegidas a partir del coeficiente de determinación, entre más cercano sea a 1 será mejor el ajuste, por esto en algunos casos las ecuaciones son de segundo grado y la mayoría son funciones lineales.

Para los modelos con velocidad constante de 1 cm/año y una edad variable la pendiente tiene la particularidad de que es mayor con las mediciones a poca profundidad y disminuye a medida que aumenta la misma. Las distancias se ajustan a ecuaciones lineales y el coeficiente de determinación R^2 es mayor para las rectas de ajuste que corresponden a la menor profundidad. En general se tiene una buena correspondencia, sin embargo cuando la placa es muy antigua reduce el ajuste de la ecuación. Las rectas de ajuste tienen pendientes negativas, lo que representa un acercamiento del arco volcánico hacia la trinchera con el paso del tiempo (Figura 4.8).

En los modelos con una velocidad de 3 cm/año la pendiente es menos variable, aunque no presenta alguna relación con respecto a la profundidad de las mediciones. Los coeficientes R^2 son altos cuando la placa que subduce es joven. Con la placa oceánica de 100 Ma los coeficientes son muy bajos, además de que la pendiente es positiva para las profundidades de 108 y 122 km, sin embargo es una pendiente muy ligera, por lo que puede considerarse que el arco volcánico no se desplaza con el paso del tiempo (Figura 4.8).

El poco ajuste de las mediciones a una recta se debe al ruido numérico relacionado con el tamaño de la malla al momento de correr los modelos, ya que el ruido provoca que los valores oscilen en cada paso de tiempo.

En velocidades medias (5 y 7 cm/año) se ajustan ecuaciones lineales a los gráficos con una placa de 15 y 50 Ma de edad (Figura 4.9). Cuando la placa tiene 100 Ma los gráficos se ajustan mejor a funciones cuadráticas, sin embargo en el caso de la placa de 50 Ma el coeficiente de determinación es muy bajo, incluso de 0 para la velocidad de 10 cm/año, producto del ruido numérico (Figura 4.10). Las placas de 15 y 50 Ma provocan un acercamiento de la proyección del arco volcánico hacia la trinchera a medida que avanza en el tiempo. El modelo para placas de edad más antigua (100 Ma) se ajusta a funciones negativas que representan un retroceso del arco volcánico respecto a la trinchera con la evolución temporal.

Profundidad (km)	Ecuación de ajuste	R ²	Ecuación de ajuste	R ²
	V 01 cm/año, Edad 15 Ma		V 03 cm/año, Edad 15 Ma	
94	$f(x)=-2.78x+94.12$	0.83	$f(x)=-2.01x+64.59$	0.72
108	$f(x)=-1.82x+108.27$	0.61	$f(x)=-2.02x+98.25$	0.83
122	$f(x)=-1.02x+120.19$	0.57	$f(x)=-2.12x+127.67$	0.68
	V 01 cm/año, Edad 50 Ma		V 03 cm/año, Edad 50 Ma	
94	$f(x)=-3.35x+97.7$	0.94	$f(x)=-1.43x+70.86$	0.54
108	$f(x)=-2.43x+117.04$	0.79	$f(x)=-1.36x+103.71$	0.62
122	$f(x)=-1.73x+133.16$	0.71	$f(x)=-0.77x+130.61$	0.21
	V 01 cm/año, Edad 100 Ma		V 03 cm/año, Edad 100 Ma	
94	$f(x)=-1.83x+85.87$	0.78	$f(x)=-0.5x+68.62$	0.04
108	$f(x)=-0.65x+102.78$	0.35	$f(x)=0.42x+101.20$	0.1
122	$f(x)=-0.19x+125.07$	0.02	$f(x)=0.91x+128.04$	0.2
	V 05 cm/año, Edad 15 Ma		V 07 cm/año, Edad 15 Ma	
94	$f(x)=-1.47x+63.11$	0.56	$f(x)=-1.06x+63.81$	0.21
108	$f(x)=-1.62x+99.72$	0.55	$f(x)=-0.02x+89.23$	0
122	$f(x)=-1.19x+127.85$	0.4	$f(x)=-0.28x+123.05$	0.03
	V 05 cm/año, Edad 50 Ma		V 07 cm/año, Edad 50 Ma	
94	$f(x)=-x+73.44$	0.47	$f(x)=-0.11x+64.98$	0.06
108	$f(x)=-0.88x+109.74$	0.19	$f(x)=-0.03x+99.24$	0
122	$f(x)=-0.12x+136.18$	0	$f(x)=-0.42x+126.81$	0.01
	V 05 cm/año, Edad 100 Ma		V 07 cm/año, Edad 100 Ma	
94	$f(x)=-0.15x^2+0.99x+74.37$	0.07	$f(x)=-1.52x^2+14.87x+54.47$	0.7
108	$f(x)=-0.64x^2+7.38x+93.07$	0.35	$f(x)=-1.82x^2+18.36x+88.83$	0.84
122	$f(x)=-0.77x^2+9.38x+116.89$	0.4	$f(x)=-2.65x^2+28.57x+101.42$	0.86
	V 09 cm/año, Edad 15 Ma		V 10 cm/año, Edad 15 Ma	
94	$f(x)=0.11x+55.99$	0	$f(x)=0.45x+56.37$	0.04
108	$f(x)=1.82x+83.43$	0.42	$f(x)=1.86x+86.47$	0.59
122	$f(x)=2.64x+118.28$	0.61	$f(x)=3.58x+119.35$	0.62
	V 09 cm/año, Edad 50 Ma		V 10 cm/año, Edad 50 Ma	
94	$f(x)=0.44x+70.73$	0.02	$f(x)=-0.06x+70$	0
108	$f(x)=1.78x+100.89$	0.57	$f(x)=1.52x+101$	0.44
122	$f(x)=2.81x+130.25$	0.53	$f(x)=2.76x+129.80$	0.35
	V 09 cm/año, Edad 100 Ma		V 10 cm/año, Edad 100 Ma	
94	$f(x)=-0.95x^2+11.13x+56.14$	0.66	$f(x)=-1.33x^2+12.88x+60.99$	0.28
108	$f(x)=-0.26x^2+3.18x+113.93$	0.07	$f(x)=-1.26x^2+13.04x+98.69$	0.27
122	$f(x)=-1.1x^2+13.23x+124.68$	0.54	$f(x)=-2.6x^2+27.39x+104.92$	0.69

Tabla 4.2 Funciones de ajuste para los gráficos de dispersión de la distancia entre la trinchera y la proyección del arco volcánico obtenidos de los modelos para placas con velocidad constante y edad variable.

4.3.2 Influencia de la velocidad de la placa que subduce

Los gráficos de la variación con el tiempo de la distancia entre la trinchera y la proyección del arco volcánico, obtenidos de los modelos para placas con edades constantes y velocidades variables muestran pendientes menores que los gráficos de los modelos obtenidos con edades variables (Figuras 4.11-4.13).

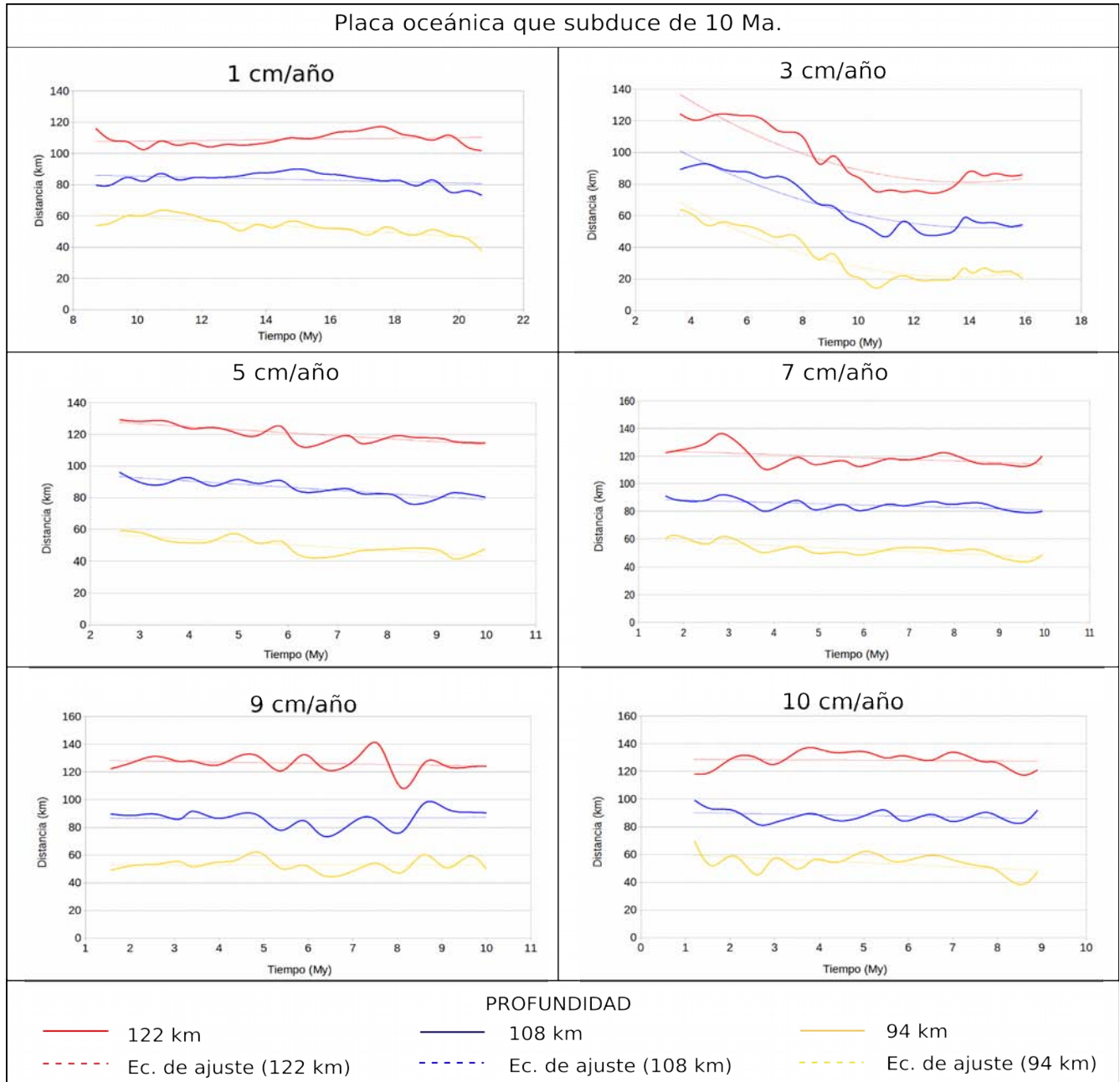


Figura 4.11 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de placa joven con edad constante (10 Ma) y velocidades variables de 1 a 10 cm/año. Además se observan las curvas de ajuste.

Placa oceánica que subduce de 25 Ma.

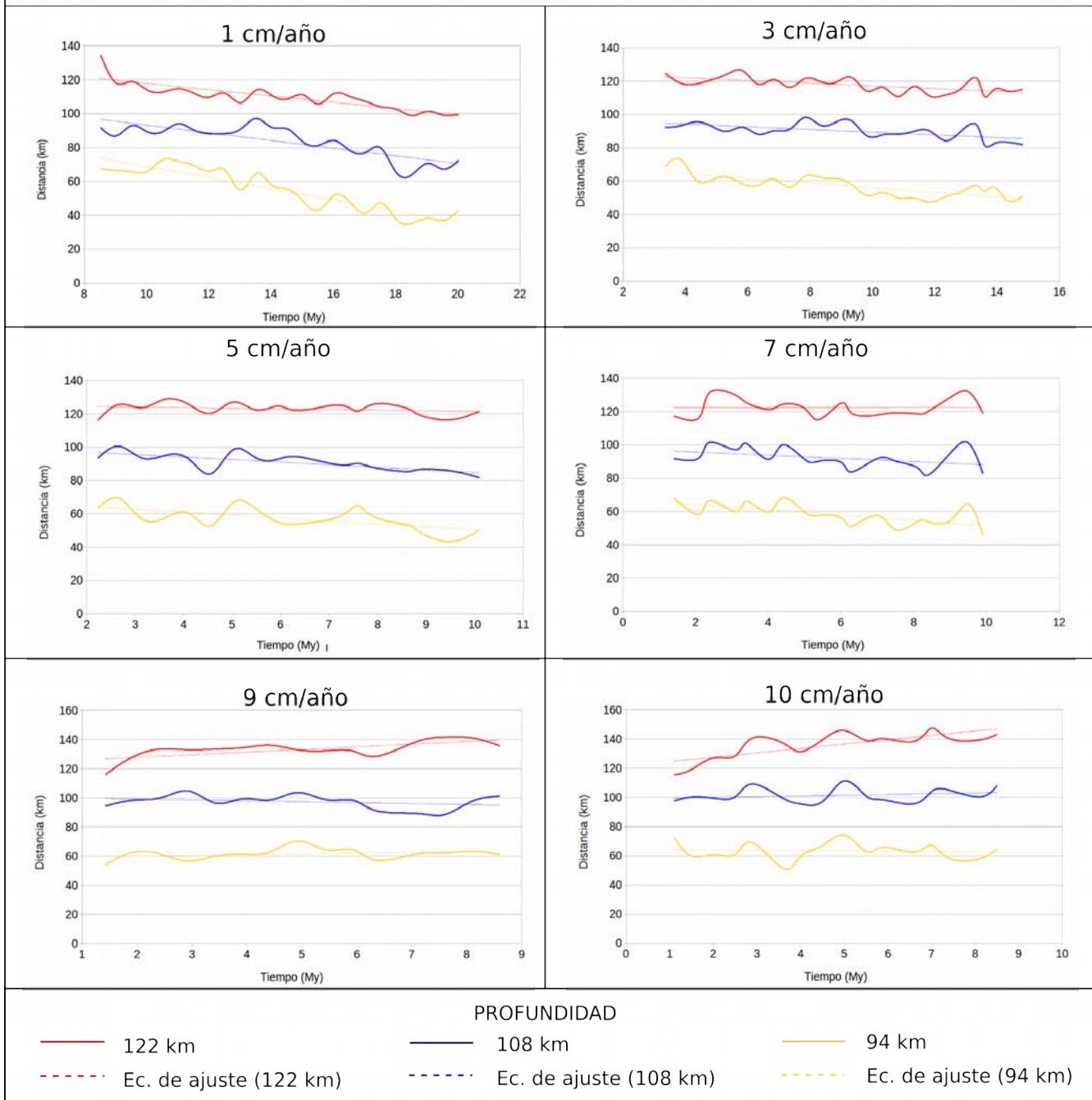


Figura 4.12 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de placa intermedia con edad constante (25 Ma) y velocidades variables de 1 a 10 cm/año. Además se observan las curvas de ajuste.

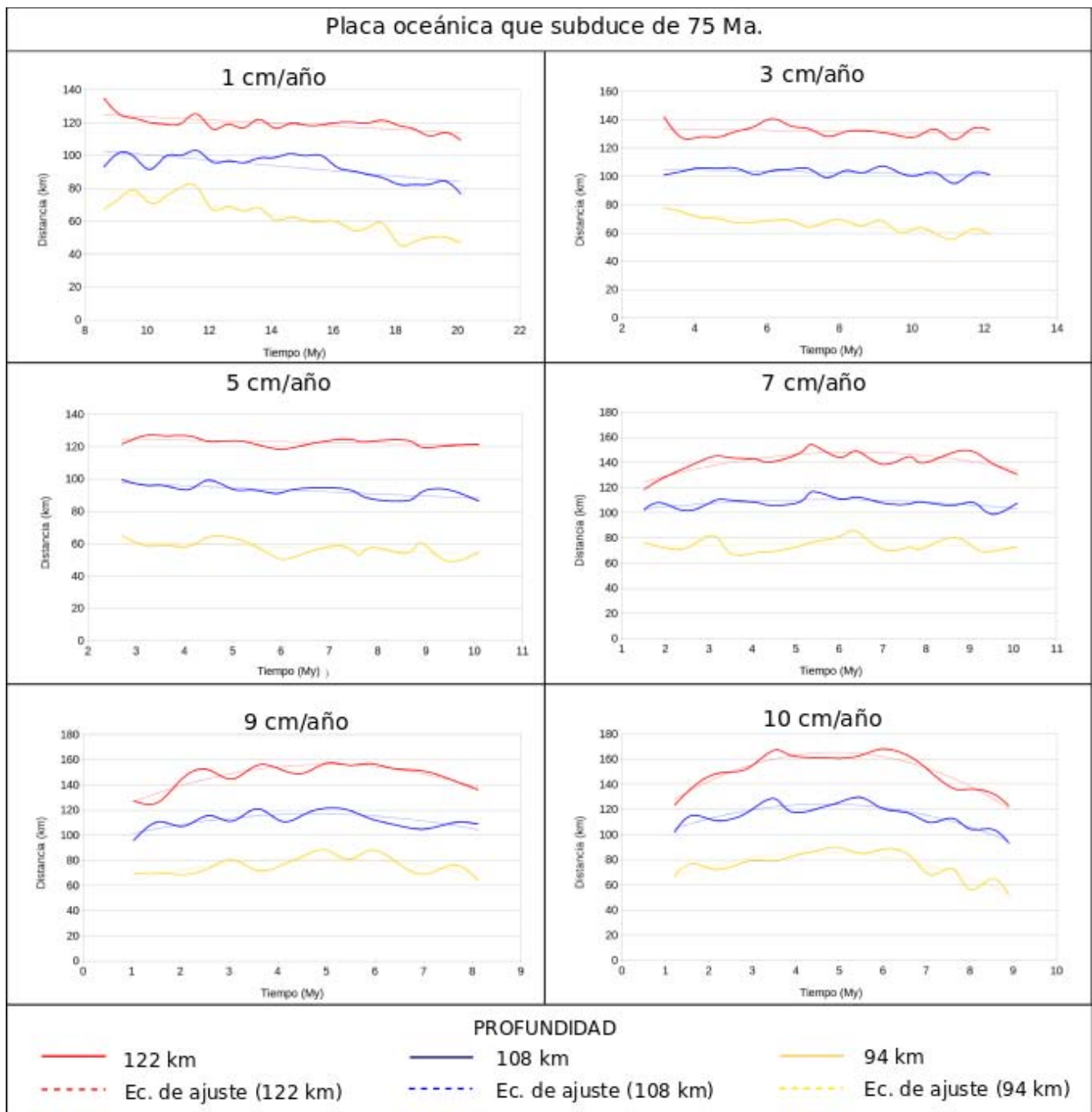


Figura 4.13 Gráficos de dispersión para la distancia de la trinchera a la proyección del arco volcánico en tres profundidades, derivados de los modelos de placa antigua con edad constante (75 Ma) y velocidades variables de 1 a 10 cm/año. Además se observan las curvas de ajuste.

La Tabla 4.2 muestra las funciones de ajuste para los gráficos de dispersión con velocidad variable y edad constante para las tres profundidades; además se incluye el coeficiente de determinación R^2 .

Los modelos de edad constante de 10 Ma se ajustan a funciones lineales con pendientes muy ligeras, en su mayoría negativas o positivas muy cercanas a 0. Sin embargo para el caso de una velocidad de 3 cm/año la gráfica tiene un comportamiento atípico y además se ajusta a una función cuadrática, con un coeficiente de determinación mayor a 0.8 para las tres profundidades. En el gráfico la distancia decrece en los primeros 10 Ma y a partir de ahí se vuelve aproximadamente constante. La calidad de ajuste de los datos a una función es mayor en las velocidades bajas y disminuye a medida que aumenta la velocidad. En altas velocidades el coeficiente disminuye a casi 0 en la mayoría de los casos.

Para los modelos con edad de la placa constante e intermedia de 25 Ma y una velocidad variable las pendientes son negativas cuando la velocidad es baja. En velocidades intermedias son en su mayoría negativas y pocas positivas muy cercanas a cero. En el caso de velocidades altas las pendientes son positivas de mayor magnitud y solo dos de ellas negativas muy cercanas a cero. Los coeficientes de determinación tienen valores mayores a 0.7 en los casos de menor velocidad y disminuyen al aumentar la velocidad.

Cuando la placa tiene una edad de 75 Ma todas las pendientes de ajuste son negativas. Para bajas velocidades las proyecciones más someras presentan una mayor pendiente y disminuye de acuerdo con la profundidad. Sin embargo, cuando la velocidad es alta (9 y 10 cm/año) la pendiente más grande coincide con la mayor profundidad y la profundidad intermedia presenta la menor pendiente. Para los modelos con la placa más antigua los coeficientes de determinación son altos cuando la pendiente es grande y disminuyen con ésta.

Al igual que en los gráficos para edad variable y velocidad constante los valores bajos del coeficiente de determinación se deben al ruido numérico al momento de correr los modelos y depende de las variables iniciales y las dimensiones de la malla.

Profundidad (km)	Ecuación de ajuste	R ²	Ecuación de ajuste	R ²
	V 01 cm/año, Edad 10 Ma		V 03 cm/año, Edad 10 Ma	
94	$f(x)=-1.28x+72.3$	0.67	$f(x)=0.47x^2-12.72x+108.11$	0.9
108	$f(x)=-0.45x+89.98$	0.15	$f(x)=0.4x^2-11.67x+137.75$	0.88
122	$f(x)=0.23x+105.61$	0.04	$f(x)=0.53x^2-14.58x+182.25$	0.84
	V 05 cm/año, Edad 10 Ma		V 07 cm/año, Edad 10 Ma	
94	$f(x)=-1.77x+60.96$	0.63	$f(x)=-1.44x+60.88$	0.6
108	$f(x)=-1.97x+98.42$	0.74	$f(x)=-0.88x+89.85$	0.39
122	$f(x)=-1.88x+132.33$	0.68	$f(x)=-1.14x+125.59$	0.23
	V 09 cm/año, Edad 10 Ma		V 10 cm/año, Edad 10 Ma	
94	$f(x)=0.01x+52.9$	0	$f(x)=-1.4x+61.08$	0.23
108	$f(x)=0.05x+86.57$	0	$f(x)=-0.53x+90.84$	0.08
122	$f(x)=-0.46x+129$	0.04	$f(x)=-0.16x+128.96$	0
	V 01 cm/año, Edad 25 Ma		V 03 cm/año, Edad 25 Ma	
94	$f(x)=-3.27x+101.56$	0.85	$f(x)=-1.39x+69.92$	0.6
108	$f(x)=-2.27x+115.98$	0.69	$f(x)=-0.81x+97.51$	0.4
122	$f(x)=-1.87x+136.58$	0.73	$f(x)=-0.81x+125.29$	0.43
	V 05 cm/año, Edad 25 Ma		V 07 cm/año, Edad 25 Ma	
94	$f(x)=-1.75x+68.01$	0.41	$f(x)=-1.61x+67.63$	0.43
108	$f(x)=-1.55x+100.26$	0.55	$f(x)=-0.96x+97.65$	0.17
122	$f(x)=-0.37x+125.18$	0.07	$f(x)=0.03x+128.28$	0
	V 09 cm/año, Edad 25 Ma		V 10 cm/año, Edad 25 Ma	
94	$f(x)=0.54x+58.95$	0.1	$f(x)=-0.19x+64.36$	0.01
108	$f(x)=-0.65x+100.64$	0.1	$f(x)=0.52x+98.93$	0.07
122	$f(x)=1.79x+124.34$	0.04	$f(x)=3x+121.59$	0.61
	V 01 cm/año, Edad 75 Ma		V 03 cm/año, Edad 75 Ma	
94	$f(x)=-2.72x+102$	0.82	$f(x)=-1.7x+79.46$	0.76
108	$f(x)=-1.61x+116.44$	0.57	$f(x)=-0.44x+106.28$	0.18
122	$f(x)=-0.96x+133.04$	0.47	$f(x)=-0.34x+134.64$	0.05
	V 05 cm/año, Edad 75 Ma		V 07 cm/año, Edad 75 Ma	
94	$f(x)=-1.14x+64.71$	0.34	$f(x)=-0.12x^2+1.38x+71.04$	0.02
108	$f(x)=-1.29x+101$	0.59	$f(x)=-0.39x^2+4.46x+97.46$	0.37
122	$f(x)=-0.5x+126.08$	0.21	$f(x)=-1.02x^2+18.87x+107.4$	0.67
	V 09 cm/año, Edad 75 Ma		V 10 cm/año, Edad 75 Ma	
94	$f(x)=-1.23x^2+11.74x+53.73$	0.57	$f(x)=-1.77x^2+16.17x+49.07$	0.66
108	$f(x)=-1.12x^2+10.67x+91.59$	0.56	$f(x)=-1.64x^2+15.32x+88.64$	0.84
122	$f(x)=-1.89x^2+18.91x+109.01$	0.84	$f(x)=-2.78x^2+27.13x+99.38$	0.92

Tabla 4.3 Funciones de ajuste para los gráficos de dispersión de la distancia entre la trinchera y la proyección del arco volcánico obtenidos de los modelos para placas con edad constante y velocidad variable.

A partir de los gráficos de temperatura se midió de forma directa el ángulo del slab que subduce para cada uno de los modelos realizados por medio del software libre Inkscape. Para las velocidades de 1 a 5 cm/año el slab tiene un ángulo que permanece constante a profundidad, por lo que únicamente se presenta un valor medido. En velocidades de 7 a 10 cm/año el ángulo del slab cambia con la profundidad, por lo que se tomaron dos mediciones: desde la superficie a los 100 km de profundidad y la otra por debajo de los 100 km. De igual forma, cuando la placa que subduce tiene una velocidad de 5 cm/año y una edad de 10 Ma el slab cambia su inclinación con la profundidad, lo que no ocurre cuando la placa es más antigua con la misma velocidad.

Tabla 4.4 Ángulos medidos en el slab para un estado final de evolución en el modelo						
Velocidad (cm/año) Edad (Ma)	1	3	5	7	9	10
10	50	33	20-30	15-65	5-80	6-70
15	50	42	34	28-60	20-60	9-55
25	50	45	37	40-60	27-65	30-60
50	50	45	37	40-60	33-60	30-60
75	50	45	37	40-60	33-60	30-60
100	50	45	37	33-50	33-60	30-50

Tabla 4.4 Ángulos medidos en el slab para un estado final de evolución en el modelo, para cada uno de los parámetros variables definidos en la *Tabla 4.1*. En las columnas de velocidad 7, 9 y 10 se muestra un rango de ángulos de inclinación, que se incrementa con la profundidad; la segunda cifra es por debajo de los 100 km.

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN

En los modelos dinámicos de subducción se generan, de manera espontánea, distintas geometrías finales de acuerdo con las condiciones inicialmente impuestas de velocidad y edad de la placa que subduce. Los gráficos de distancia del arco volcánico vs tiempo muestran tres comportamientos que coinciden con la magnitud de la velocidad de la placa oceánica. En velocidades bajas (1-3 cm/año) se observan pendientes pequeñas ligeramente negativas, que representan un desplazamiento lento del arco volcánico hacia la trinchera. Para 5 cm/año la distancia del arco volcánico es muy estable, únicamente disminuye con el tiempo para las placas jóvenes (10-15 Ma). En las velocidades altas (a partir de 7 cm/año) las pendientes en el gráfico se observan como positivas, es decir, con el tiempo aumenta la distancia entre la trinchera y el arco volcánico. De las tres profundidades utilizadas para medir la posición del arco volcánico (Syracuse, 2006), la más somera es la que presenta menor variabilidad en la pendiente.

La influencia de la edad de la placa en la ubicación del arco volcánico es menor que la influencia de la velocidad. Cuando la placa es joven, la posición del arco tiene variaciones muy pequeñas con ligeras pendientes negativas, es decir, disminuye la distancia a la trinchera con el tiempo. Un caso atípico es el de la velocidad de 3 cm/año con edad de la placa de 10 Ma, donde el gráfico de dispersión de la distancia a la trinchera se ajustó a una función cuadrática cóncava hacia arriba, que decrece en los primeros 12 m.a. y a partir de ahí se estabiliza y vuelve a aumentar ligeramente. Las placas de edad intermedia mantienen un ángulo prácticamente estable en la mayoría de las velocidades, con pendientes ligeramente negativas; sólo en los casos de alta velocidad las pendientes cambian de sentido, lo que representa un aumento en la distancia del arco a la trinchera. Cuando las placas son más antiguas se dan pendientes negativas cuando se mueven a velocidad lenta, permanecen constantes a velocidades intermedias y presentan un incremento en los

primeros 5 m.a. con velocidades rápidas para disminuir la distancia a partir de ese tiempo.

La mayoría de los datos en los gráficos de dispersión se ajustan a rectas, los casos extremos de velocidades altas y edades más antiguas se ajustan a ecuaciones cuadráticas. Es importante considerar que las funciones de ajuste se seleccionaron de acuerdo con el coeficiente de determinación, aunque éste es muy pequeño en algunos casos.

En la zona de subducción mexicana el ángulo del slab varía a lo largo de la trinchera con valores que pueden dividirse en tres zonas mayores: un ángulo de buzamiento de hasta 50° en la zona del volcán de Colima, un slab subhorizontal en la parte central de México y un slab de 30° en la costa de Tehuantepec (Pardo y Suárez, 1995). Los modelos del presente estudio generan los ángulos existentes en México dentro de ciertos parámetros iniciales de velocidad y edad de la placa (Tabla 5.1). Un ángulo de subducción como el encontrado debajo de Jalisco se genera a partir de una placa que se mueve a muy baja velocidad (1 cm/año), independientemente de su edad. La placa a ambos lados del segmento de subducción subhorizontal, con un ángulo de 30°, se reproduce en los modelos con velocidades de 3 y 5 cm/año con una edad de la placa de 10 Ma; una velocidad de 7 cm/año con una placa de 15 y 100 Ma de edad, aunque la más joven llega a una menor profundidad con este ángulo; además de los modelos de alta velocidad (9 y 10 cm/año) con una edad de la placa mayor a los 25 Ma.

Velocidad (cm/año) \ Edad (Ma)	1	3	5	7	9	10
10	50	33	20-30	15-65	5-80	6-70
15	50	-	-	28-60	20-60	9-55
25	50	-	-	-	27-65	30-60
50	50	-	-	-	33-60	30-60
75	50	-	-	-	33-60	30-60
100	50	--	-	33-50	33-60	30-50

Tabla 5.1 Modelos que generan una configuración del slab similar a la encontrada en la zona de subducción Mexicana. En verde los modelos que producen un ángulo de 50° dentro de los primeros 100 km de subducción, en azul los modelos que producen un ángulo de 30° y en rojo los modelos que generan una subducción subhorizontal o de muy bajo ángulo (<20°).

La placa que subduce en la zona de subducción mexicana tiene edades propuestas por Sdrolias y Müller (2006) en el rango de 0-48 Ma en Jalisco, de 12-56 Ma en Guerrero y de 20-65 Ma en Chiapas, para los últimos 60 Ma. De acuerdo con este criterio se pueden delimitar los modelos útiles como aquellos donde la placa es menor o igual a 50 Ma.

En México la velocidad de la placa que subduce ha presentado variaciones a lo largo del tiempo geológico en un rango que va de 1 cm/año a 12 cm/año (Tabla 5.2), lo que está entre los modelos propuestos.

Tabla 5.2 Modelos que cumplen con las diferentes características en la zona de subducción mexicana.						
Velocidad (cm/año) \ Edad (Ma)	1	3	5	7	9	10
10	50	33	30	15	5	6
15	50	-	-	28	20	9
25	50	-	-	-	27	30
50	50	-	-	-	33	30
75	50	-	-	-	33-60	30-60
100	50	--	-	33-50	33-60	30-50

Tabla 5.2 Modelos que cumplen con los criterios de velocidad, edad y ángulo de la placa que subduce en la zona de subducción mexicana. En verde los modelos que producen un ángulo de 50° dentro de los primeros 100 km de subducción, en azul los modelos que producen un ángulo de 30° y en rojo los modelos que generan una subducción subhorizontal o de muy bajo ángulo (<20°).

La subducción subhorizontal se presenta en los modelos numéricos donde la placa que subduce tiene una velocidad rápida, igual o mayor a 7 cm/año, y además la edad de la placa que subduce es joven, es decir de 10 a 15 Ma. La subducción subhorizontal inicia a diferente tiempo dentro de la evolución del modelo, ocurre en un estado temprano para los modelos con velocidades de 9 y 10 cm/año y se retrasa cuando la velocidad disminuye a 7 cm/año.

En placas un poco más antiguas se produce también la disminución del ángulo de subducción pero necesitan más tiempo para llegar a ello. Las placas antiguas tienen un comportamiento más rígido, por lo que tienden a conservar el ángulo de subducción en el transcurso del tiempo (Figura 5.1)

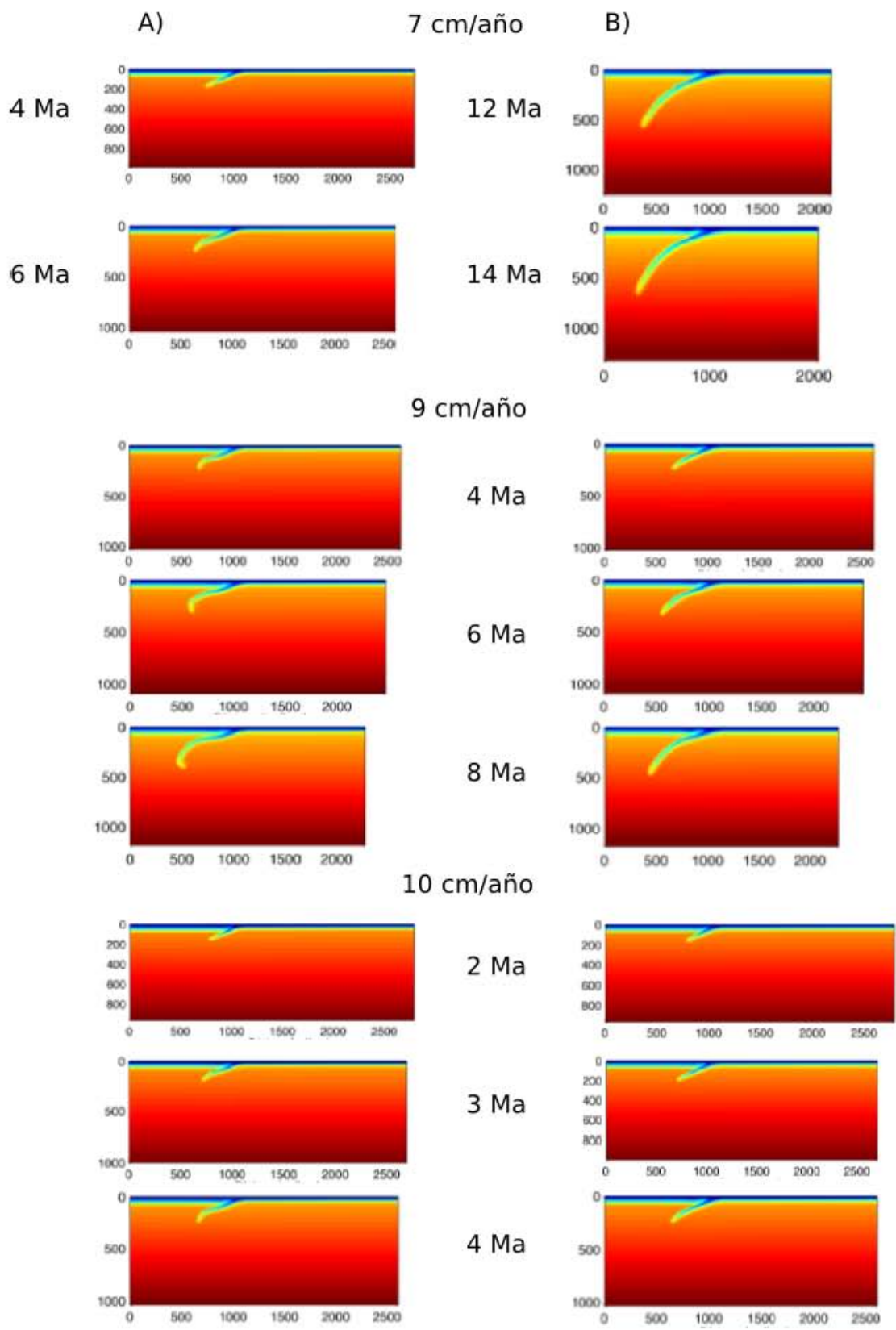


Figura 5.1 Evolución en el tiempo para los modelos que producen subducción plana para edades de la placa de A) 10 Ma y B) 15 Ma.

Las edades conocidas de la zona de subducción sirven como auxiliar para delimitar los modelos útiles. Sdrolias y Müller (2006) presentan edades de la placa que subduce frente a la trinchera en tres puntos de la zona de subducción mexicana y sus variaciones desde hace 60 Ma, lo que se sintetiza en la Tabla 5.3.

Edad de la placa que subduce (Ma)			
Tiempo (Ma)	Jalisco	Guerrero	Chiapas
60	48	56	65
50	38	42	44
40	15	10	20
30	8	10	15
20	12	15	25
10	2	8	15
0	0	12	20

Tabla 5.3 Edades de la placa que subduce (en Ma) para tres ubicaciones de la zona de subducción mexicana, en los últimos 60 Ma. (Sdrolias y Müller, 2006)

La subducción a la altura de Jalisco en los últimos 40 Ma ha sido con una placa que no sobrepasa los 15 Ma de edad, lo cual es consistente con la geometría observada de 50°, y necesita una velocidad lenta (de 1 cm/año). En Guerrero, donde se presenta la subducción subhorizontal, en los últimos 40 Ma ha subducido una placa con una edad promedio de 10 Ma, para producir dicha geometría debe haber una velocidad alta, mayor o igual a 7 cm/año, es decir la velocidad que existe actualmente. En Chiapas la edad promedio de la placa que subduce en los últimos 40 Ma es de ~20 Ma, además subduce con un ángulo de 30°, para que se produzca dicho ángulo se necesitan velocidades altas, de 9 cm/año (Tabla 5.4).

Tabla 5.4 Modelos de ajuste en México			
Velocidad Edad (Ma)	1	7	9
10	50	15	-
25	-	-	27

Tabla 5.4 Modelos que cumplen con los criterios de edad y ángulo de subducción para tres zonas de México. En color verde la correspondiente a Jalisco, en color rojo a Guerrero y en azul para Chiapas.

De los tres modelos seleccionados se presenta a continuación un gráfico que muestra la evolución de la topografía en 3D con el tiempo. Además, con fines comparativos se realizaron tres perfiles en GeomapApp (www.geomapapp.org/) a lo largo de la zona de subducción, orientados perpendicularmente a la trinchera para conocer la topografía en la actualidad desde la costa hacia la placa oceánica. Los perfiles se ubican de la siguiente manera: uno frente a las costas de Jalisco, otro en las costas de Guerrero y el tercero en las costas de Chiapas, que corresponden con los puntos y edades reportados por Sdrolías y Müller (2006).

Los modelos de la evolución de la topografía en 3D se generan simultáneamente en el código numérico para los gráficos de distribución de rocas y de temperatura.

Los gráficos de evolución topográfica se presentan en tres dimensiones: 1) La elevación, que permite conocer la forma de la trinchera y la configuración de la topografía en superficie; 2) la evolución de la topografía con el tiempo y 3) distancia (en km) desde la frontera lateral izquierda. En el modelo topográfico en 3D se representa la placa continental en color rojo y la placa oceánica en color verde, entre ellos se ilustra el cambio de elevación producto de la trinchera. El eje de la distancia es el mismo que se presenta en las secciones de temperatura y distribución de rocas, por lo que la ubicación de la trinchera depende de la longitud del modelo que se utiliza. El eje del tiempo muestra la duración de la subducción, con el estado final de la evolución topográfica en la intersección con el eje de la distancia.

A) Segmento de Jalisco: En los modelos de baja velocidad, como en el caso de Jalisco, la subducción se ubica a los 500 km de distancia de la frontera lateral izquierda. La profundidad de la placa oceánica en el modelo de topografía en 3D inicia en -2000 y a los 24 Ma de evolución de la subducción la placa termina en -3000 m, que coincide con la profundidad indicada por el perfil en GeomapApp, cuya profundidad en la actualidad es de -3000 m (Figura 5.2). Por la poca claridad en el modelo 3D, no se puede apreciar el momento en que se alcanzó dicha profundidad.

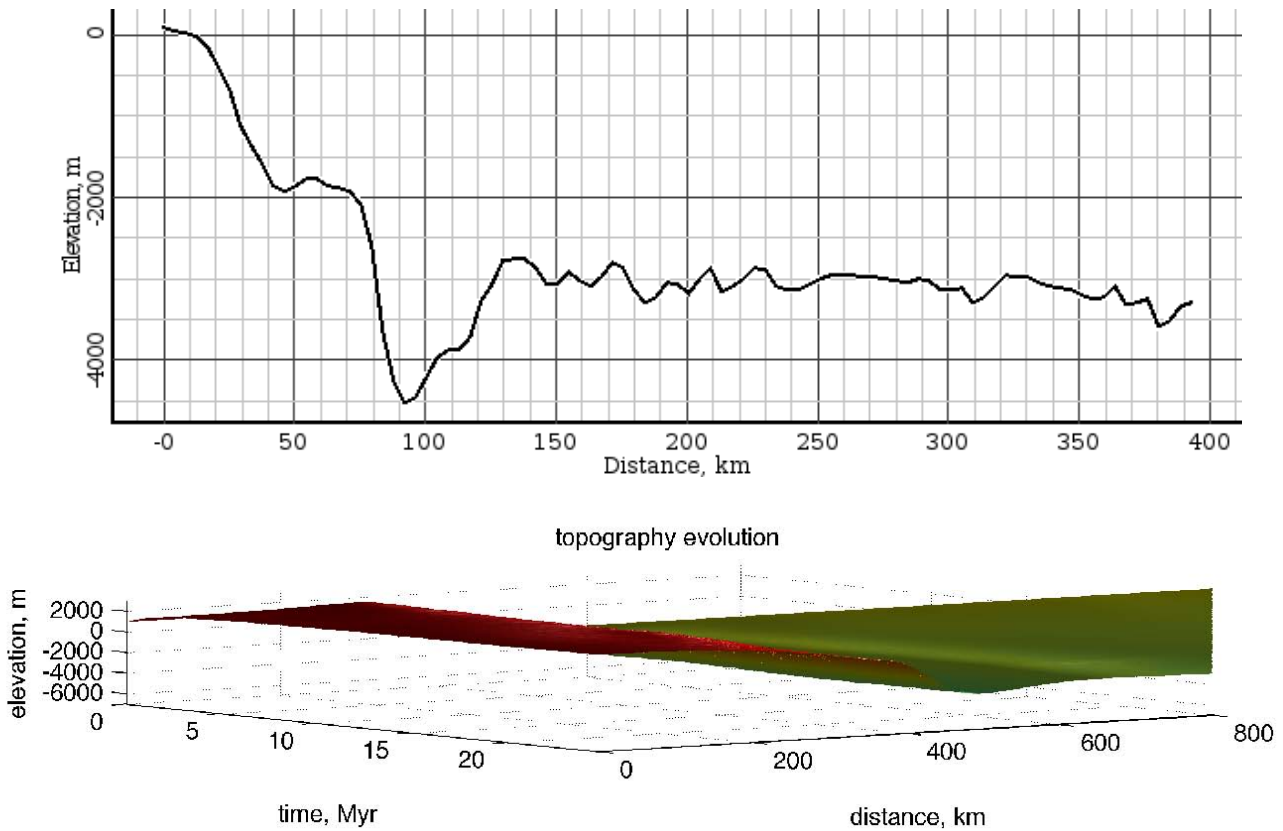


Figura 5.2 Gráficos de topografía para la placa en Jalisco. En la parte superior se muestra el perfil obtenido en GeomapApp desde la línea de costa hacia la placa oceánica y en la imagen inferior el modelo generado a partir del código numérico.

B) Segmento de Guerrero: El modelo para el caso de Guerrero tiene una longitud de 3000 m, ya que es para una velocidad intermedia. En la malla, la subducción inicia a los 1000 m de distancia de la frontera lateral izquierda. En el gráfico de evolución de la topografía en 3d, la profundidad del piso oceánico del estado inicial es de -2000 m y en un tiempo de 15 m.a. disminuye a -4000 m, sin embargo en este caso el perfil trazado en GeomapApp alcanza únicamente hasta los -3800 m, sin tomar en cuenta la profundidad en la trinchera, por lo que correspondería a un momento anterior en la evolución del modelo, aproximadamente de 11 Ma. (Figura 5.3).

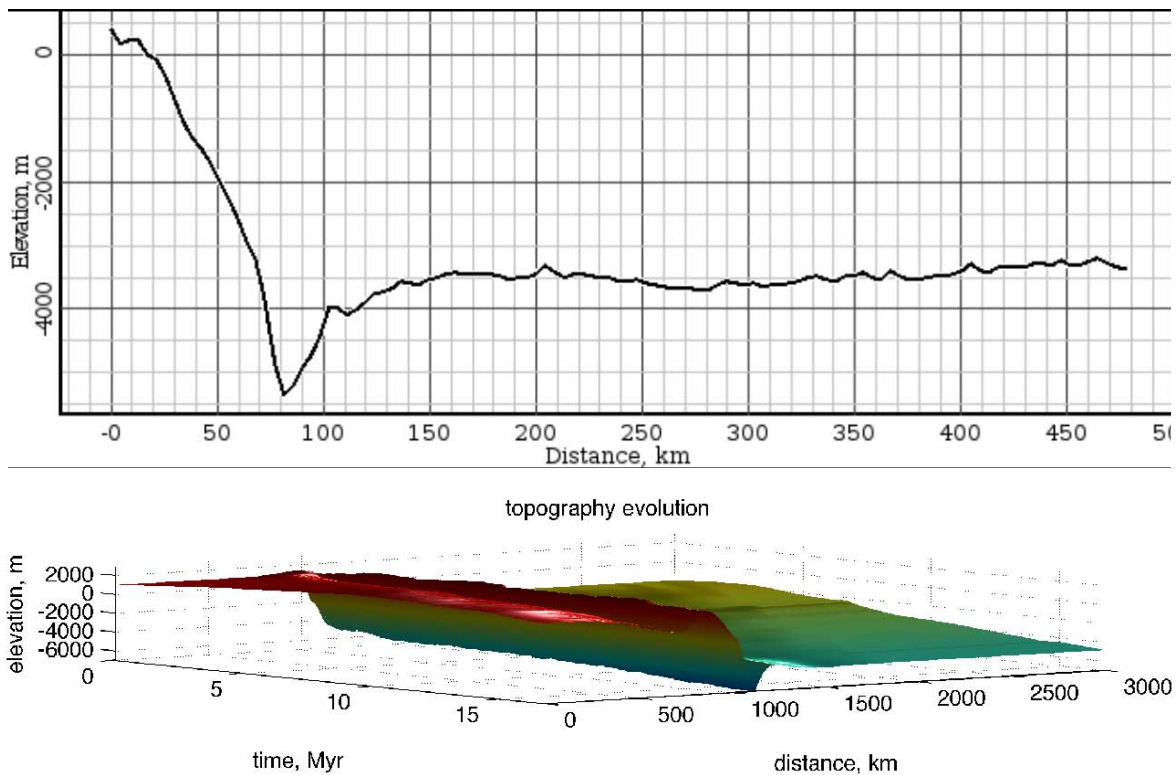


Figura 5.3 Gráficos de topografía para la placa en Guerrero. En la parte superior se muestra el perfil obtenido en GeomapApp desde la línea de costa hacia la placa oceánica y en la imagen inferior el modelo generado a partir del código numérico.

C) Segmento de Chiapas: Para la zona de Chiapas el modelo que se ajusta tiene una longitud de 3000 m, por ser para una alta velocidad, y además la subducción inicia a los 1000 m de la frontera lateral izquierda del modelo. El modelo topográfico en 3D tiene una placa oceánica que llega a -2000 m en el estado inicial de evolución y alcanza los -4000 m. después de 8 Ma de subducción. El perfil trazado en GeomapApp tiene una profundidad de -4000 m para el piso oceánico en el estado actual, lo que coincide con la topografía producida en el modelo numérico (Figura 5.4).

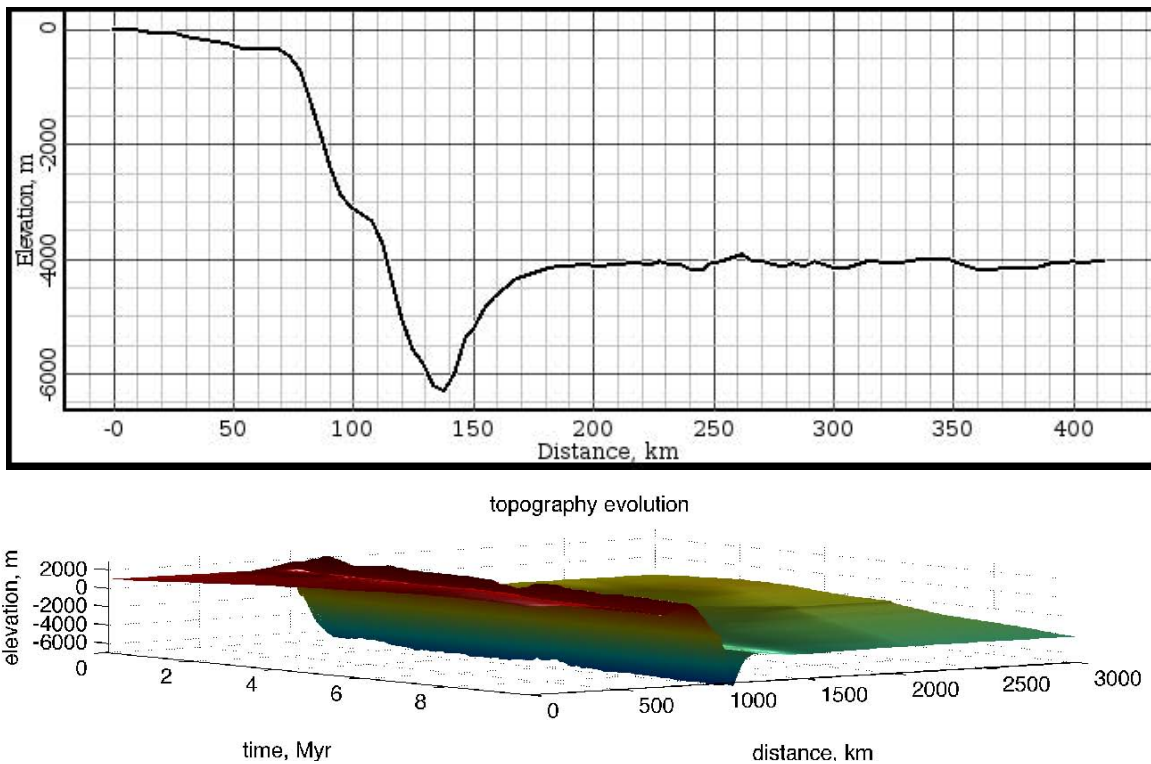


Figura 5.4 Gráficos de topografía para la placa en Chiapas. En la parte superior se muestra el perfil obtenido en GeomapApp desde la línea de costa hacia la placa oceánica y en la imagen inferior el modelo generado a partir del código numérico.

Todos los modelos de prueba se mantienen a velocidad constante porque el código no ha mostrado estabilidad numérica y no se pueden agregar los cambios en la velocidad, además la malla no se ajusta a las variaciones, lo que produce problemas de cálculo y no hay convergencia en la solución. La resolución de la malla es óptima para los modelos lentos, sin embargo a medida que se aumenta la velocidad es muy notable la influencia del ruido numérico. Los modelos de mayor tasa de convergencia implican que debe utilizarse una malla de mayor extensión y profundidad, lo que aumenta considerablemente el tiempo de cómputo y la difusión numérica.

Además, la implementación de una reología realista (viscoelasto plástica) y de una frontera de superficie libre con una capa tipo "Sticky air-water" de baja viscosidad permite conocer la evolución de la deformación superficial, la forma de la trinchera y el abombamiento frente a la trinchera. Los modelos ayudan a conocer la evolución espacio-temporal de las zonas de subducción en general y la zona de subducción mexicana en particular.

CONCLUSIONES

Los 36 modelos generados a partir de condiciones iniciales diferentes generan geometrías muy variables en el estado final de la evolución temporal, además que determinan comportamientos distintos en la posición y movimiento del arco volcánico.

La velocidad de la placa que subduce influye en la posición del arco volcánico dependiendo de su magnitud. Con una baja velocidad el arco se desplaza hacia la trinchera con el paso del tiempo. Las placas de velocidad intermedia mantienen el arco volcánico a una distancia constante, con cambios menores que dependen de la edad de la placa. Para placas de alta velocidad (9-10 cm/año) la distancia entre el arco y la trinchera aumenta con el tiempo.

La edad de la placa tiene menor influencia en la posición del arco volcánico y produce variaciones menores en su desplazamiento. Las placas jóvenes provocan el acercamiento del arco a la trinchera con el tiempo. Las placas intermedias (25 Ma) mantienen constante la distancia del arco volcánico, con una ligera disminución de la distancia cuando la placa es lenta y un ligero aumento en la distancia cuando es una placa rápida. Las placas más antiguas (75 Ma) conservan el mismo comportamiento que depende de la velocidad.

Los resultados de los modelos aplicados a la zona de subducción mexicana se restringen a tres casos que coinciden con la geometría propuesta por Pardo y Suárez (1995) y con características de edad de la placa que subduce actualmente en México de acuerdo con Sdrolias y Müller (2006), considerando tres puntos de su estudio a lo largo de la trinchera.

La forma de la placa debajo de Jalisco coincide con los modelos de baja velocidad (1 cm/año) para cualquier edad. Un ángulo de $\sim 30^\circ$ como el presente hacia Chiapas se genera por velocidades medias a bajas con una placa joven, velocidades intermedias con placas jóvenes y velocidades altas con placas antiguas. La subducción plana, como en el caso del centro de México, se produce con velocidades altas y placas jóvenes.

Al restringir los modelos a las edades reportadas por Sdrolias y Müller (2006), la geometría observada en Jalisco podría ser generada por la velocidad de 1 cm/año, ya que la placa es muy joven. Para Guerrero, la subducción subhorizontal se obtiene a partir de una placa joven a velocidad intermedia-alta. En Chiapas, la geometría con un ángulo de 30° se explica a partir de una alta velocidad de la placa que subduce y una edad más antigua que en el resto de la zona de subducción, que coincide con el modelo para una velocidad de 9 cm/año y 25

Ma de edad de la placa subducida.

Los tres modelos generaron un gráfico en 3D con la evolución espacio-temporal de la topografía en ambas placas (parte continental y oceánica), que en la porción oceánica fue comparado con perfiles de profundidad de la placa oceánica para cada uno de los casos. En Jalisco tiene actualmente una elevación de -3000 m, un promedio de la elevación que se presenta en los 24 Ma del modelo propuesto. Para la zona de Guerrero el perfil actual no se ajusta al estado final del modelo, pero puede ubicarse a los 11 Ma de evolución. En Chiapas el estado final del modelo topográfico se ajusta bien al estado actual de elevación en el perfil, de -4000 m en ambos casos, después de 6 Ma de evolución.

REFERENCIAS

Bandy, W. L., Hilde, T. W. C., Yan, C. Y., 2000. The Rivera–Cocos plate boundary: implications for Rivera–Cocos relative motion and plate fragmentation. *Cenozoic Tectonics and volcanism of Mexico: Boulder Colorado: Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 334, pp. 1–28

Billen, M. I., Hirth G., 2007. Rheologic controls on slab dynamics, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q08012, doi:10.1029/2007GC001597.

Condie, K. C., 1976. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. First Edition, Pergamon Press, Elmsford, N.Y., 289 p.

Couch, R., Woodcock S., 1981. Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, 86(B3), 1829–1840, doi:10.1029/JB086iB03p01829

Crameri, F., Schmeling, H., Golabek, G. J., Duretz, T., Orendt, R., Buitter, S. J. H., May, D. A., Kaus, B. J. P., Gerya, T. V., Tackley, P. J., 2012. A comparison of numerical surface topography calculations in geodynamic modelling: an evaluation of the ‘sticky air’ method. *Geophysical Journal International*, 189: 38–54. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05388.x

Cruciani, C., Carminati E., Doglioni C., 2005. Slab dip vs. lithosphere age: No direct function, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 238, 298 – 310.

Currie, C. A., Hyndman R. D., Wang K., Kostoglodov V., 2002. Thermal models of the Mexico subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107(B12), 2370, doi:10.1029/2001JB000886.

Davies, J. H., D. J. Stevenson (1992), Physical model of source region of subduction zone volcanics, *J. Geophys. Res.*, 97(B2), 2037–2070, doi:10.1029/91JB02571.

DeMets, C., 2001. A new estimate for present-day Cocos–Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters* 28, 4043–4046. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013518>.

DeMets, C., Traylen, S., 2000. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American and the mantle. *Tectonophysics* 318, 119–159. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00309-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00309-1).

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522–523, 122–149.

Forsyth, D. W., Uyeda S., 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 43, 163 – 200.

Gerya, T. V., Stöckhert B., 2002. Exhumation rates of high pressure metamorphic rocks in subduction channels: The effect of Rheology, *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), doi:10.1029/2001GL014307.

Gerya, T. V., Yuen, D. A., 2003b. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties, *Phys. Earth planet. Inter.*, 140(4), 293–318.

Gerya T. V., 2010. *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling*. Cambridge University Press, 345 pp.

Jarrard, R. D., 1986. Relations among subduction parameters, *Rev. Geophys.*, 24, 217 – 284.

Karato, S., Wu, P., 1993. Rheology of the upper mantle: a synthesis. *Science* 260, 771–778.

King, S. D., 2001. Subduction zones: Observations and geodynamic models, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 127, 9 – 24, 2001.

Kirby, S. H., Stein S., Okal E. A., Rubie D. C., 1996. Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere, *Rev. Geophys.*, 34(2), 261–306, doi:10.1029/96RG01050.

Korenaga, J., Karato, S., 2008. A New Analysis of Experimental Data on Olivine Rheology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113.

Lallemand, S. E., Schnurle, P., Manoussis, S., 1992. Reconstruction of subduction zone paleogeometries and quantification of upper plate material losses caused by tectonic erosion: *Journal of Geophysical Research*, v.97, p. 217–239.

Lallemand, S. E., Heuret A., Boutelier D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q09006, doi:10.1029/2005GC000917.

Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics* 404, 237–264. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>.

Mammerickx, J., Klitgord, K. D., 1982. Northern East Pacific Rise; evolution from 25 my BP to the present. *Journal of Geophysical Research* 87 (138), 6751–6759.

Manea, V. C., Manea, M., Kostoglodov, Currie, C.A., Sewell, G., 2004. Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophysical Journal International* 158, 775–784.

Manea, V. C., et al., 2013. A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America, *Tectonophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.039>

- Manea, V. C., Manea, M., 2011b. Flat-slab thermal structure and evolution beneath central Mexico. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1475–1478. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-010-0207-9>.
- Olbertz, D., 1997. The long-term evolution of subduction zones: a modelling study. PhD thesis, Utrecht University, The Netherlands.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 100, 12,357–12,373. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB00919>.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*, 2nd ed. Chapman & Hall, London, p. 413.
- Ranero, C. R., Morgan, J. P., McIntosh, K., Reichert, C., 2003. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature* 425 (6956), 367–373. <http://dx.doi.org/10.1038/nature01961>.
- Schellart, W. P., 2004. Quantifying the net slab pull force as a driving mechanism for plate tectonics. *Geophysical Research Letters* 31, L07611. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL019528>.
- Schellart, W. P., Freeman, J., Stegman, D. R., Moresi, L., May, D., 2007. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature* 446, 308–311. <http://dx.doi.org/10.1038/nature05615>.
- Schellart, W. P., Stegman, D.R., Freeman, J., 2008. Global trench migration velocities and slab migration induced upper mantle volume fluxes: constraints to an Earth reference frame based on minimizing viscous dissipation. *Earth-Science Reviews* 88, 118–144. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.01.005>.
- Schubert, G., Turcotte, Olson D. L., 2001. *Mantle Convection in the Earth and Planets*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Schubert, G. Turcotte, D. L., 1971. Phase changes and mantle convection. *J. Geophys. Res.* 76, 1424–32.
- Schubert, G., Yuen, D. A., Turcotte, D. L., 1975. Role of phase transitions in a dynamic mantle. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 42, 705–35.
- Sdrolias, M., Müller R. D., 2006. Controls on back-arc basin formation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q04016, doi:10.1029/2005GC001090.
- Syracuse, E. M., Abers G. A., 2006. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q05017, doi:10.1029/2005GC001045.

Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995. Subduction Zone Magmatism. Blackwell, Oxford.

Tovish, A., Schubert, G., Luyendyk, B. P., 1978. Mantle flow pressure and the angle of subduction: non-Newtonian corner flows. J. Geophys. Res. 83 (B12), 5892 – 5898.

Turcotte, D. L., Schubert, G. (Eds.), 2002. Geodynamics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K. (472 pp.).

Van der Pluijm B., Marshak S., 2004. Earth Structure. An Introduction to Structural Geology and Tectonics. WW Norton & Company. Second Edition.

Van Hunen, J., 2001 Shallow and buoyant lithospheric subduction: causes and implications from thermo-chemical numerical modelling, PhD thesis, Geologica Ultraiectina, No. 211, Utrecht University.

Computational Infrastructure for Geodynamics. (2016). Geodynamics.org. Retrieved 25 August 2016, from <https://geodynamics.org/cig/dev/resources/>