

**ESTUDIO Y EFECTO DE LA TOPOGRAFÍA DINÁMICA EN LA PLACA
SUDAMERICANA DEBIDO A LA SUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE NAZCA**

YESID PAUL GOYES PEÑAFIEL

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2014**

**ESTUDIO Y EFECTO DE LA TOPOGRAFÍA DINÁMICA EN LA PLACA
SUDAMERICANA DEBIDO A LA SUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE NAZCA**

YESID PAUL GOYES PEÑAFIEL

**Trabajo de grado para optar el título de Geólogo
Modalidad proyecto de investigación**

Director

GIOVANY JIMENEZ DIAZ

Geólogo Ph.D

Codirector

JAIRO ALBERTO TORRES PEÑA

Físico M.Sc.

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2014

“Las ciencias no tratan de explicar, éstas solo intentan interpretar, y principalmente lo hacen a través de modelos. Pero un modelo se entiende como una construcción matemática que, con la adición de ciertas interpretaciones verbales, describe los fenómenos observados. La justificación de tal construcción matemática es sólo y precisamente eso que esperamos trabajar.”

John von Neumann; Gleik, 1978, p. 273

DEDICATORIA

A mi señor padre J. Alexander Goyes G. por todo su esfuerzo y apoyo en el inicio y culminación de mis estudios universitarios.

A mi señora madre Sonia M. Peñafiel C. por sus buenos consejos y guía moral durante todas las etapas de mi formación personal e intelectual.

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	16
1. OBJETIVOS	19
1.1. OBJETIVO GENERAL.....	19
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	19
2. METODOLOGÍA	20
2.1. ETAPA i – Revisión bibliográfica	20
2.2. ETAPA ii – Modelamiento numérico usando Matlab®.....	21
2.3. ETAPA iii – Análisis de la topografía dinámica.....	21
3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	23
3.1. HIPÓTESIS	23
4. MODELOS GEODINÁMICOS PARA COLOMBIA	24
5. TOPOGRAFÍA DINÁMICA	27
5.1. TOPOGRAFÍA DINÁMICA ASOCIADA A LA SUBDUCCIÓN	28
5.2. ESCENARIO EN LA SUBDUCCIÓN	30
6. MARCO FÍSICO-MATEMÁTICO	32
6.1. ECUACIÓN DE CONTINUIDAD.....	32
6.2. ECUACIÓN DE CONVECCIÓN	35
6.3. LEY DE FOURIER PARA LA CONDUCCIÓN DE CALOR.....	36
6.4. CONSERVACIÓN DEL CALOR.....	37
6.4.1. PRODUCCIÓN CALORÍFICA VOLUMÉTRICA (H).....	39
6.4.2. ESCALAS DE TIEMPO PARA LA TRANSFERENCIA DE CALOR POR DIFUSIÓN	40

6.5.	REOLOGÍA DE LAS ROCAS: FLUENCIA EN ESTADO SÓLIDO	42
6.5.1.	VISCOSIDAD EFECTIVA.....	44
6.6.	ECUACIÓN DE NAVIER-STOKES	44
7.	SOLUCIÓN NUMÉRICA DE LAS ECUACIONES EN DERIVADAS PARCIALES	46
7.1.	CUADRICULA NUMÉRICA.....	48
8.	MODELAMIENTO Y CÁLCULO DE LA TOPOGRAFÍA DINÁMICA	51
8.1.	GEOMETRÍA DEL MODELO	51
8.2.	PROPIEDADES FÍSICAS.....	54
8.3.	ESQUEMA NUMÉRICO PARA EL MODELAMIENTO.....	57
9.	RESULTADOS Y ANÁLISIS	61
9.1.	MODELO GEODINÁMICO DE TOPOGRAFÍA DINÁMICA	69
10.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	70
	BIBLIOGRAFÍA.....	71

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Diagrama esquemático ilustrando el concepto de isostasia (a) Bloque continental flotando sobre un fluido viscoso del manto; (b) bloque continental flanqueado por corteza oceánica y lo suprayace una columna de agua; (c) Cinturón montañoso continental con una raíz profunda.	18
Figura 2. Sismicidad en el norte de Sudamérica basado en el catálogo del RSNC	24
Figura 3. Tomografías sísmicas sobre el norte de los Andes y una interpretación hipotética en términos de la subducción de las litosferas oceánicas.	25
Figura 4. Bloque diagrama indicando en tres dimensiones la geometría y cinemática de la subducción oceánica que tiene lugar en el norte de los Andes.....	26
Figura 5. Esquema del iceberg mostrando la topografía dinámica como el desplazamiento debido a un fluido. (+ Δh) elevación y (- Δh) subsidencia.	27
Figura 6. Diagrama esquemático que muestra la generación de topografía dinámica a partir de la subducción de una litosfera oceánica fría (longitud de onda 1-3 x 10 ³ km) y la convección del manto debido a la perturbación del campo de temperaturas.	29
Figura 7. Tres etapas en la evolución de la topografía dinámica sobre una zona de subducción (a) y su asociación a las superficies cronoestratigrafías en la región de la placa continental afectada por la topografía dinámica (b).....	31
Figura 8. Continuo (a) y discreto-continuo (b) – (d) representación de una variable como función de una coordenada. En el caso de la representación discreta-continua con interpolación lineal entre los puntos la precisión aumenta al incrementar el número de nodos (comparación de (a) con (b), (c) y (d)).	33

Figura 9. Ejemplo de divergente (a), convergente (b) y neutral (c) de un campo de velocidad 2D.	34
Figura 10. Volumen lagrangiano elemental considerado para la derivación de forma respectiva de la ecuación de conservación del calor. Las flechas muestran las componentes del flujo de calor a través de los límites (A,B,C,D,E,y F).	38
Figura 11. Escalas de tiempo para diferentes regímenes termales calculados de acuerdo a la ecuación (8) con $k = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Las áreas oscuras muestran la longitud y escalas de tiempo características de zonas colisionales.	41
Figura 12. Cuadrícula numérica 1D usada para calcular la primera derivada del potencial de la gravedad usando diferencias finitas.....	46
Figura 13. Cuadrícula numérica 1D usada para calcular la segunda derivada del potencial de la gravedad usando diferencias finitas.....	46
Figura 14. Cuadrícula acorde a las dimensiones del modelo.....	49
Figura 15. Cuadrícula acorde a la forma de los elementos básicos.....	49
Figura 16. Cuadrícula acorde a la distribución de puntos nodales.....	50
Figura 17. Cuadrícula 2D completamente escalonada.....	50
Figura 18. Corte adaptado para Sudamérica (Profundidad de la litosfera y la zona de eclogita)	51
Figura 19. Corte adaptado para el modelamiento de la topografía dinámica en este trabajo.....	52
Figura 20. (a) Modelo con cuadrícula irregular, (b) zoom a la zona del manto mostrando la cuadrícula con nodos aleatorios. (Las unidades del modelo en kilómetros)	57
Figura 21. Flujo de trabajo para un código 2D (algoritmo termo-mecánico viscoso)	58

Figura 22. Escalonamiento 2D, cuadrícula irregular correspondiente al algoritmo del modelamiento geodinámico para el cálculo de topografía dinámica.....	60
Figura 23. Estado de los esfuerzos principales (σ_{xx}) y de cizalla (σ_{xy}) en $t=40$ Ma	61
Figura 24. Esquema general de los tipos de carga que afectan la deflexión en la litosfera.	62
Figura 25. Distribución de la temperatura $t_m= 40-30$ Ma	63
Figura 26. Distribución esfuerzos principales (σ_{xx}) y de cizalla (σ_{xy}) $t_m= 10-0$ Ma	64
Figura 27. Topografía dinámica calculada $t_m= 40-0$ Ma	65
Figura 28. Topografía dinámica para Sudamérica usando un modelo de flujo instantáneo.	66
Figura 29. Topografía dinámica + flexura por carga tectónica para Colombia.	67
Figura 30. Topografía dinámica para Colombia, ubicación de la máxima deflexión y perfil aproximado usado en el modelamiento numérico.	68
Figura 31. Modelo geodinámico de topografía dinámica para 2000 km de longitud desde la trinchera oceánica	69

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Espesor elástico equivalente (T_e) para la litosfera continental.....	52
Tabla 2. Propiedades físicas de las rocas usadas en experimentos numéricos....	54
Tabla 3. Propiedades físicas promedio usadas en este trabajo.	55

RESUMEN

TÍTULO: Estudio y efecto de la topografía dinámica en la Placa Sudamericana debido a la subducción de la Placa de Nazca.¹

AUTOR: GOYES PEÑAFIEL, Yesid.²

PALABRAS CLAVES: geodinámica, topografía dinámica, litosfera, modelamiento.

RESUMEN

La convección del manto es una teoría dinámica que describe y explica las fuerzas que causan deformación, además explica procesos como magmatismo y metamorfismo entre otros, e involucra plumas mantélicas, subducción y su efecto en la litosfera. Mecanismos como la isostasia y cargas litoestáticas o tectónicas, permiten el desarrollo de cuencas sedimentarias tipo 'foreland' debido a la deformación flexural en la litosfera; sin embargo, la convección del manto puede generar flexura y/o subsidencia, este proceso se conoce como topografía dinámica. Debido a que la topografía dinámica es el resultado de los flujos de calor mantélicos, entonces se puede analizar en un ambiente tectónico de convergencia océano-continente, donde la corteza oceánica que es más fría subduce, perturbando el campo de temperatura del manto, ocasionando la convección; y en consecuencia genera una topografía dinámica regional desde la fosa oceánica hasta la cuenca 'foreland'.

El problema que se pretende resolver en este trabajo consiste en que tradicionalmente la flexura de las cuencas sedimentarias tipo 'foreland' ha sido calculada usando técnicas como el backstripping (Bayona et al., 2008), sin embargo, en la mayoría de casos no se ha tenido en cuenta el efecto de la convección del manto en la flexura, siendo esta la que más deformación causa a nivel regional y por lo tanto afecta el cálculo para longitudes de onda analizadas $\lambda_a \geq \lambda/4$, donde λ es la longitud total de la deformación. Para el desarrollo de este trabajo se plantea la hipótesis de que debido a la convección y una reología viscosa del manto, la perturbación del manto debido a la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, y la dependencia calor-viscosidad-tiempo causan una redistribución del campo de esfuerzos, ocasionando consecuentemente una flexura en la litosfera; lo que conlleva a un reajuste de la amplitud subdimensionada por el análisis flexural 2D.

¹ Trabajo de Grado

² Escuela de Geología. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Universidad Industrial de Santander. Director: Giovany Jimenez, PhD.

ABSTRACT

TITLE: Study and effect of dynamic topography in the South American Plate due to the subduction of the Nazca plate.³

AUTHOR: GOYES PENAFIEL, Yesid.⁴

KEY WORDS: Geodynamic, dynamic topography, lithosphaera, modelling, flexure.

ABSTRACT

Mantle convection is a dynamic theory that describes and explains the forces that cause deformation, further explains processes like magmatism and metamorphism among others, involving mantle plumes, subduction and its effect on the lithosphere. Mechanisms such as isostasy and lithostatic or tectonic loads, allowing the development of sedimentary basins type 'foreland' due to the flexural deformation of the lithosphere; however, mantle convection can generate flexure and / or subsidence, this process is known as dynamic topography. Because the dynamic topography is the result of mantle flows heat, then it can be analyzed in a tectonic convergence ocean-continent, where the oceanic crust is colder subducted, perturbing the temperature field of the mantle, causing convection; and consequently generates a regional dynamic topography from the ocean trench to the basin 'foreland'.

The problem to be solved in this study is that traditionally the flexure of sedimentary basins type 'foreland' has been calculated using techniques like backstripping (Bayona et al., 2008), however, in most cases it has not taken into account the effect of mantle convection in the bend, this being the reason that more deformation at regional level and therefore affect the calculation for wavelengths analyzed $\lambda_a \geq \lambda/4$, where, λ is the total deformation. For the development of this study hypothesized that due to convection and viscous mantle rheology, the perturbation of the mantle due to subduction of the Nazca plate beneath the South American plate is raised, and the heat-dependent viscosity-time cause a redistribution of the stress field, consequently causing a flexure of the lithosphere; which leads to an adjustment of the amplitude flexural undersized by 2D analysis.

³ Bachelor Thesis

⁴ School of Geology. Faculty of physical Chemical Engineering. Universidad Industrial de Santander. Director: Giovany Jimenez, PhD.

INTRODUCCIÓN

Las cuencas sedimentarias son regiones de prolongada subsidencia en la superficie de la Tierra, los mecanismos que conducen a la subsidencia son principalmente relacionadas una capa de la Tierra, relativamente rígida con bordes fríos conocida como litosfera. La litosfera está compuesta por un número de placas las cuales se mueven unas respecto de otras. Las cuencas sedimentarias por lo tanto existen en un contexto de tectónica de placas ([Allen y Allen, 2005](#)).

Los mecanismos de formación de las cuencas sedimentarias se enmarcan en un número pequeño de categorías, aunque todos los mecanismos pueden operar durante la evolución de la cuenca:

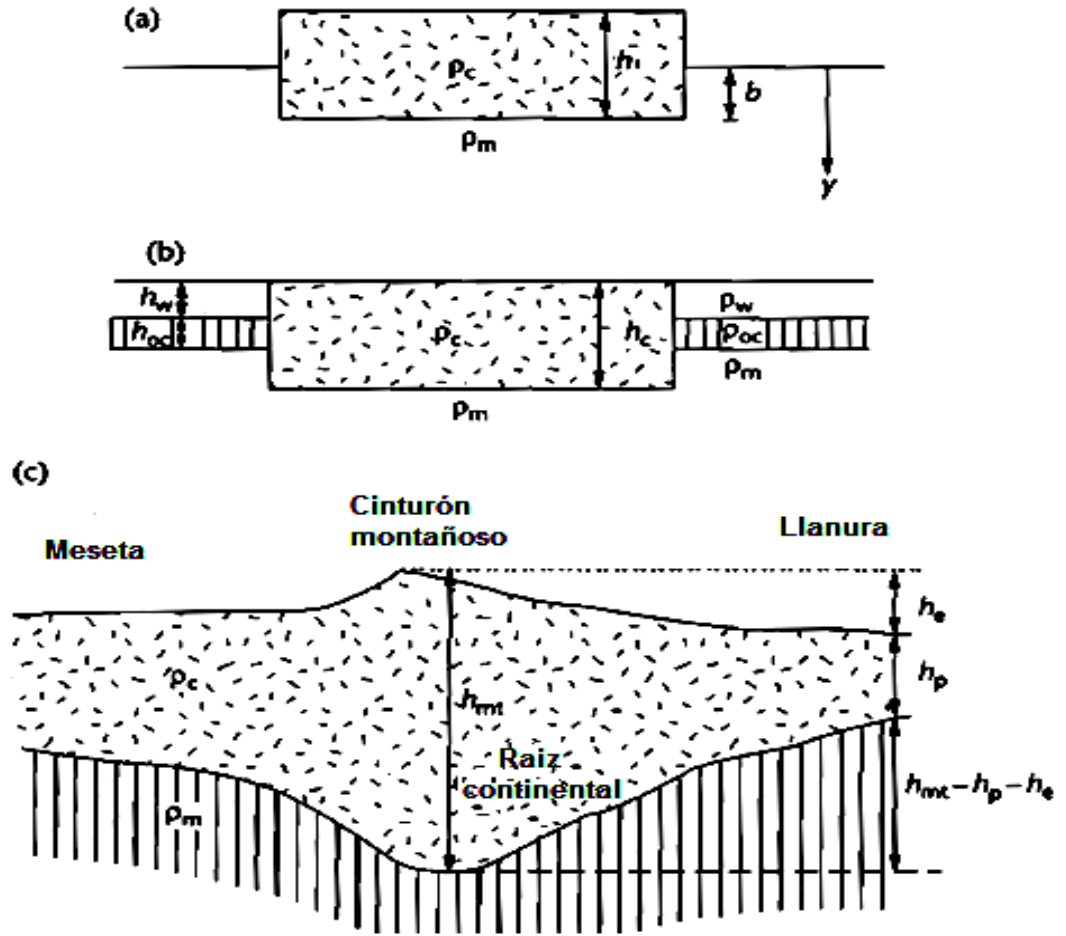
- Isostasia: consecuencia de cambios en el espesor de la litosfera, estos cambios pueden ser causados por mecanismos como extensión de la litosfera, entre otros.
- Carga litosféricas las cuales causan deflexión o deformación flexural y por lo tanto subsidencia (y elevación), por ejemplo en las cuencas tipo *foreland*.
- Fluidos viscosos del manto que causan subsidencia (y/o elevación) variante conocido como topografía dinámica.

Históricamente, los estudios de las cuencas han sido desarrollados desde varios puntos de vista distintos tales como secuencias estratigráficas y su relación con las fluctuaciones del nivel del mar ([Sloss, 1950](#)), el geosinclinal ([Kay, 1951](#)), y más recientemente a partir del concepto isostasia local y regional hasta llegar a los análisis de flexura litosférica.

El concepto de isostasia se aplica en geodinámica al equilibrio de fuerzas que debe existir sobre la capa externa resistente de la Tierra. Basándose en las medidas gravimétricas realizadas en los Andes e Himalaya, [Airy \(1855\)](#) propone los primeros

modelos de compensación isostática. Según el principio de isostasia, existe una cierta profundidad, denominada profundidad de compensación, a partir de la cual la presión creada por los materiales suprayacentes no varía lateralmente. Es decir, el peso de la columna de material existente entre un punto cualquiera de la superficie de la Tierra y la profundidad de compensación es constante en todo el planeta. Esta hipótesis supone implícitamente la existencia de una capa externa más resistente que descansa sobre un material fluido que se redistribuye hasta alcanzar el equilibrio hidrostático. Los modelos de [Airy \(1885\)](#) son clasificados como modelos de compensación local, pues suponen que la compensación en cada columna se alcanza sin transmitir esfuerzos a las columnas adyacentes. Así, cuando se forma un orógeno, el exceso de carga debido a la topografía debería ser compensado en cada punto con un déficit de masa localizado bajo el mismo punto, en algún lugar por encima del nivel de compensación. Aunque estos modelos resultan adecuados en algunos casos para explicar los movimientos verticales de la corteza, la compensación isostática local predice un comportamiento independiente del tamaño de la carga, lo cual no siempre coincide con las observaciones. Para explicar este hecho, [Banks y Swain \(1978\)](#), y más tarde [Vening-Meinesz \(1941\)](#), introdujeron el concepto de litosfera como capa externa de la Tierra que presenta rigidez ante los esfuerzos aplicados durante intervalos de tiempo de escala geológica. Asimismo, postularon la existencia de una capa subyacente, la astenosfera, de comportamiento fluido en los mismos períodos de tiempo. Los estudios de reajuste isostático (p. e., [Hamilton, 1956](#)) han confirmado el comportamiento fluido de la astenosfera. Así pues, la litosfera se comporta como una placa rígida que descansa sobre un fluido cuando es sometida a fuerzas externas, transmitiendo lateralmente los esfuerzos generados. Este fenómeno, conocido con el nombre de isostasia regional o flexión, se ha utilizado para explicar la deformación de la litosfera en regiones muy diversas: montañas volcánicas marinas, zonas de subducción, cuencas de antepaís, deltas, etc. (p. e., [Turcotte et al. 1978](#); [Watts et al. 1982](#)).

Figura 1. Diagrama esquemático ilustrando el concepto de isostasia (a) Bloque continental flotando sobre un fluido viscoso del manto; (b) bloque continental flanqueado por corteza oceánica y lo suprayace una columna de agua; (c) Cinturón montañoso continental con una raíz profunda.



Fuente: Modificado de [Allen y Allen, 2005](#).

1. OBJETIVOS

1.1. OBJETIVO GENERAL

Calcular y evaluar el aporte de la flexura causada por la topografía dinámica en un evento de subducción y comparar con la flexura calculada por *backstripping* y modelos elásticos para la cuenca *foreland* generada por la interacción entre las placas Sudamericana y de Nazca.

1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Revisar el estado del arte para el análisis de cuencas mediante el cálculo de la topografía dinámica en contextos geodinámicos relacionados a convergencia oceánica-continental.
- Estudiar el comportamiento y variables del manto que influyen en la convección, su asociación con el cálculo y generación de la topografía dinámica, a través de modelos numéricos.
- Plantear un modelo geodinámico esquemático para el aporte de la topografía dinámica asociada a zonas de subducción para la cuenca *foreland* en Colombia.
- Realizar una comparación entre el cálculo de la flexura obtenido por análisis de cuencas sedimentarias usando métodos tradicionales, topografía dinámica y la ocurrencia de los dos fenómenos simultáneamente.

2. METODOLOGÍA

Este trabajo se enfoca en el análisis y cálculo mediante métodos numéricos de la topografía dinámica como mecanismo de flexura a nivel regional causado por la distribución de esfuerzos debido a la convección del manto para la subducción de la placa de Nazca

2.1. ETAPA i – Revisión bibliográfica

Debido a que la topografía dinámica es mecanismo de formación de cuencas sedimentarias que no ha sido muy común en los análisis actuales, se pretende realizar una revisión de la literatura que conlleve a entender la fenomenología, marco geológico y físico-matemático que permita entender el proceso de flexura, es decir, característica del manto que permiten la ocurrencia de fenómenos de convección y el aporte del calor por decaimiento radioactivo de los elementos presentes en la astenosfera que causan la distribución del campo de esfuerzos sobre la zona inferior de la litosfera continental y posterior flexura. A partir de esta revisión inicial se busca recopilar datos como espesor de litosfera, extensión de la litosfera en superficie para una subducción, reología del manto y mineralogía de la estructura de la Tierra.

La información recopilada en esta etapa se presenta como parte del objetivo específico de la revisión del estado del arte ya que esta información permite la continuidad en futuros trabajos con un enfoque muy similar al de este proyecto de grado.

2.2. ETAPA ii – Modelamiento numérico usando Matlab®

El modelamiento numérico se realiza teniendo como base la implementación ya realizada por [Gerya \(2010\)](#) para las ecuaciones de viscosidad – calor y su dependencia con el tiempo, estos pseudocódigos fueron escritos en el lenguaje MATLAB para con salida gráfica usando como método numérico las diferencias finitas con mallas irregulares.

El modelamiento consiste en el entendimiento, adaptación y mejoramiento del código **i2vis.m** el cual resuelve las siguientes ecuaciones simultáneamente:

- Conservación de calor
- Adveccion usando el método ‘marker-in-cell’
- Momentum y continuidad (Navier – Stokes)
- Viscosidad

En esta etapa el modelo es modificado en su geometría para analizar los diferentes ángulos de subducción y su influencia en la amplitud de la flexura sobre la litosfera continental. Partiendo de este modelo modificado se pretende reescribir las condiciones iniciales estáticas y considerar el evento de subducción completo para 40 Ma, en este caso el ángulo de subducción depende únicamente de las propiedades que sean asignadas al manto.

2.3. ETAPA iii – Análisis de la topografía dinámica

En esta etapa final se muestran los resultados de la topografía dinámica para todos los eventos geodinámicos asumidos y se analiza la influencia de la amplitud para determinar la variación con el cálculo del método flexural realizado por otros autores como por ejemplo [Bayona et al., \(2008\)](#) y [Bayona et al., \(2009\)](#). A partir de este análisis se plantea un modelo esquemático para el contexto geodinámico que

contribuye a la flexura de la litosfera continental asociada a Colombia (Placa Sudamericana) y los futuros enfoques que conlleva un modelo numérico más complejo teniendo en cuenta las cargas litostáticas de las cordilleras y la plasticidad de la litosfera (modelo visco-elasto-plástico).

3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Aunque el método de análisis flexural de la litosfera ha sido muy usado y con buenos resultados, actualmente se ha propuesto el análisis de la topografía dinámica según lo descrito en [Davila, F.M. y C.Lithgow-Bertelloni \(2013\)](#).

Tradicionalmente la flexura de las cuencas sedimentarias en Colombia tipo foreland ha sido calculada usando técnicas como el backstripping ([Bayona et al., 2008](#)), sin embargo, en la mayoría de casos no se ha tenido en cuenta el efecto de la convección del manto, siendo ésta la que más deformación causa a nivel regional y por lo tanto afecta el cálculo para longitudes de onda analizadas $\lambda_a \geq \lambda/4$ donde λ_a es la longitud total de la deformación ([Gurnis, 1992](#)).

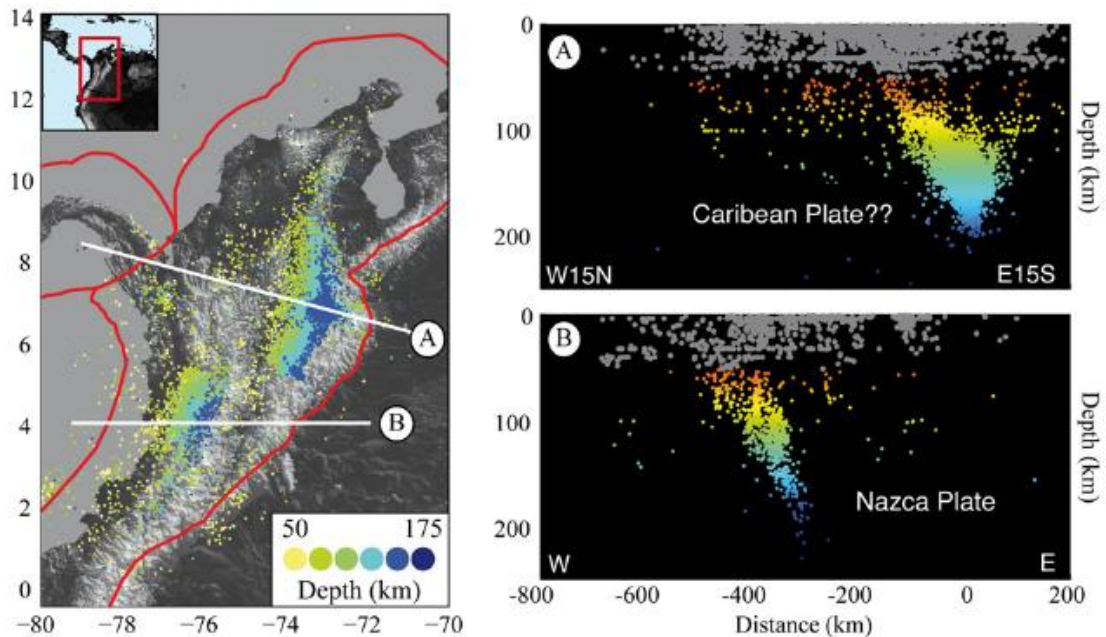
3.1. HIPÓTESIS

En este trabajo se analiza un mecanismo dinámico que causa flexura en la litosfera debido a la convección y una reología viscosa. La hipótesis principal se basa en la perturbación del manto causada por subducción de la placa de Nazca bajo Sudamericana; la dependencia calor-viscosidad-tiempo causan una redistribución del campo de esfuerzos, ocasionando entonces una flexura en la litosfera; lo que conlleva a un ajuste de la amplitud calculada por el análisis flexural 2D.

4. MODELOS GEODINÁMICOS PARA COLOMBIA

En Colombia interactúan la placa de Nazca y Sudamericana generando un complejo sistema estructural mayoritariamente con tendencia NE-SW casi paralela a las cordilleras de los Andes. La topografía dinámica depende de la geometría del modelo geodinámico; este trabajo se basa en los estudios de sismicidad, tomografía sísmica y análisis de mecanismos focales realizados por [Prieto *et al.* \(2012\)](#) y [Taboada *et al.* \(2000\)](#).

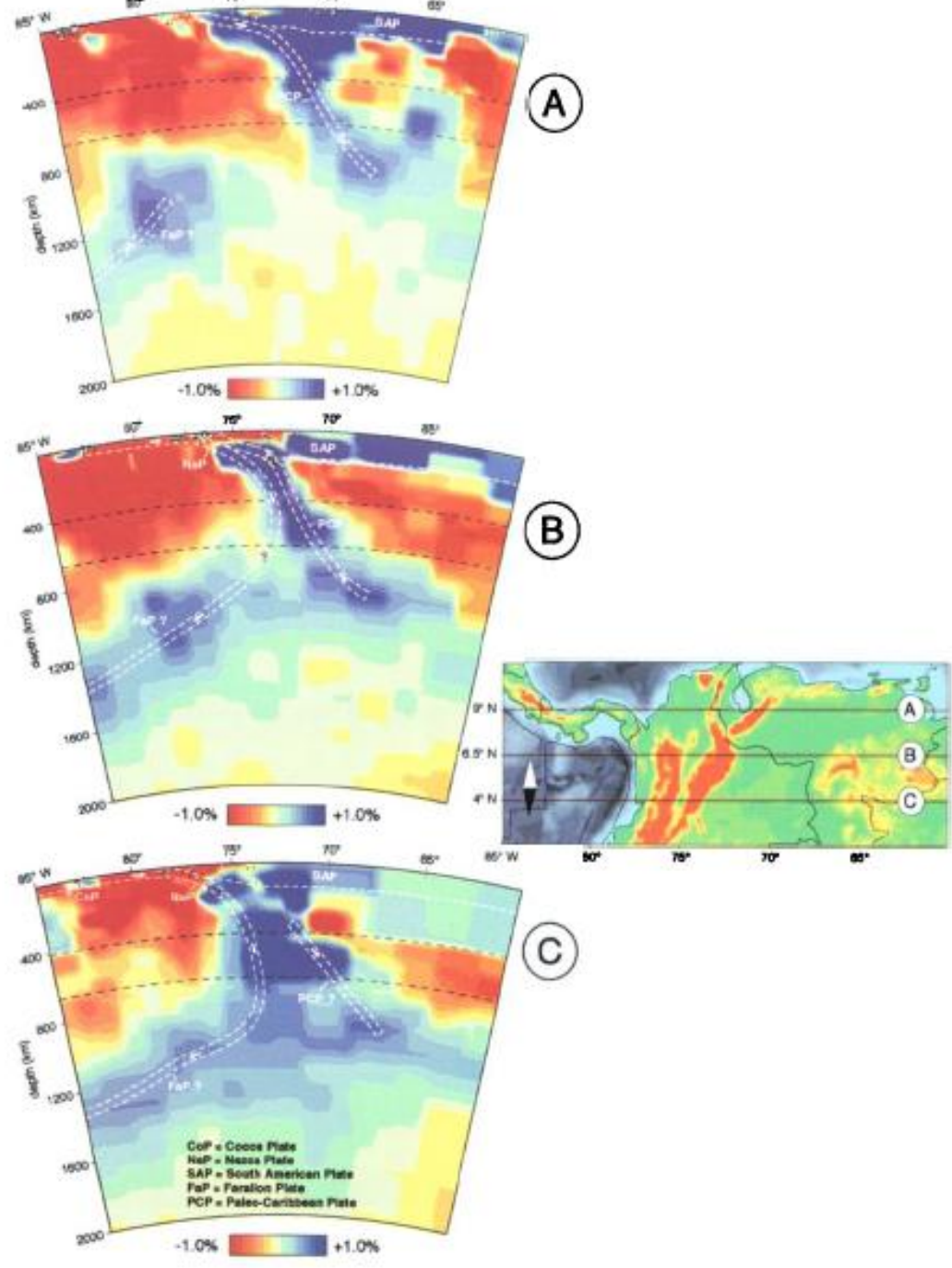
Figura 2. Sismicidad en el norte de Sudamérica basado en el catálogo del RSNC



Fuente: [Prieto *et al.* \(2012\)](#)

[Prieto *et al.* \(2012\)](#) hace una revisión muy importante sobre los nidos sísmicos de profundidad intermedia, para esto se estudian las zonas de Vrancea, Romania; Hindu-Kush, Afghanistan; pero además se hace puntual énfasis en el nido sísmico de Bucaramanga. Éste trabajo es muy importante para definir una geometría preliminar de la subducción de Nazca (ángulo y espesor).

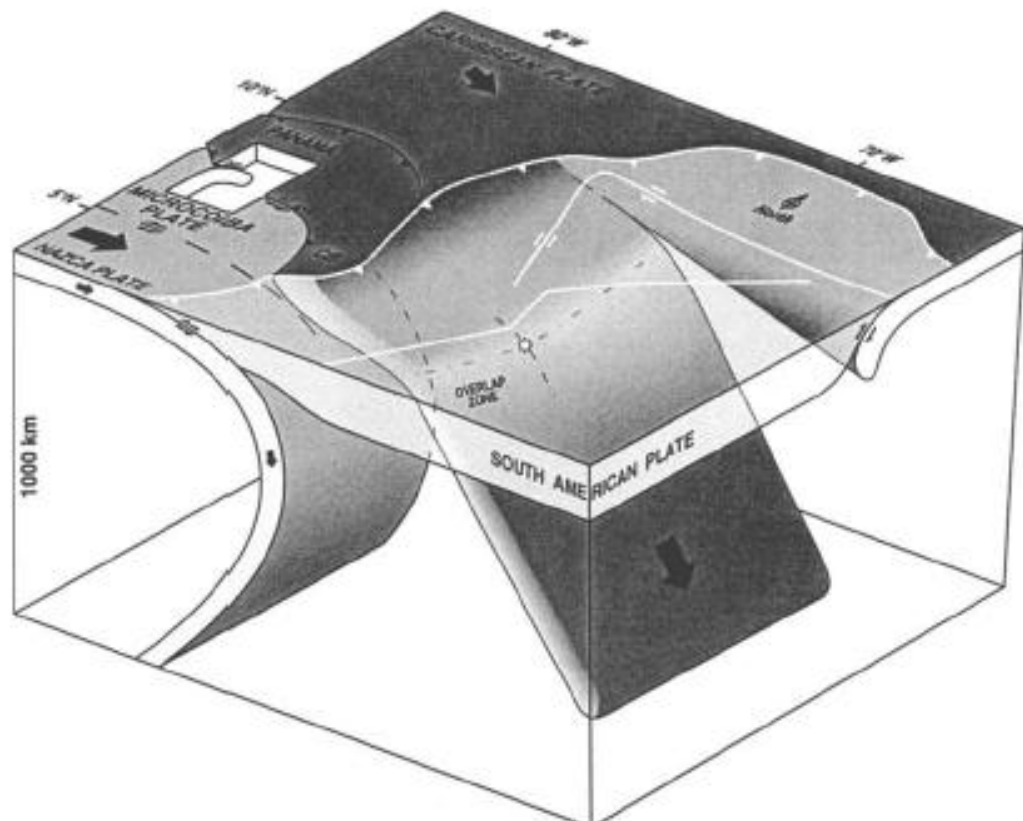
Figura 3. Tomografías sísmicas sobre el norte de los Andes y una interpretación hipotética en términos de la subducción de las litosferas oceánicas.



Fuente: *Taboada et al. (2000).*

La sismicidad de la **Figura 3** muestra un comportamiento marcado hacia el norte y sur desde la latitud 5° N, lo cual algunos autores lo asocian con un desgarre continental. La inclinación de la subducción en este modelo es muy alta, superando los 50°; la geometría de la subducción es más compleja, la litosfera oceánica se curva, esta geometría es difícil de modelar numéricamente.

Figura 4. Bloque diagrama indicando en tres dimensiones la geometría y cinemática de la subducción oceánica que tiene lugar en el norte de los Andes.



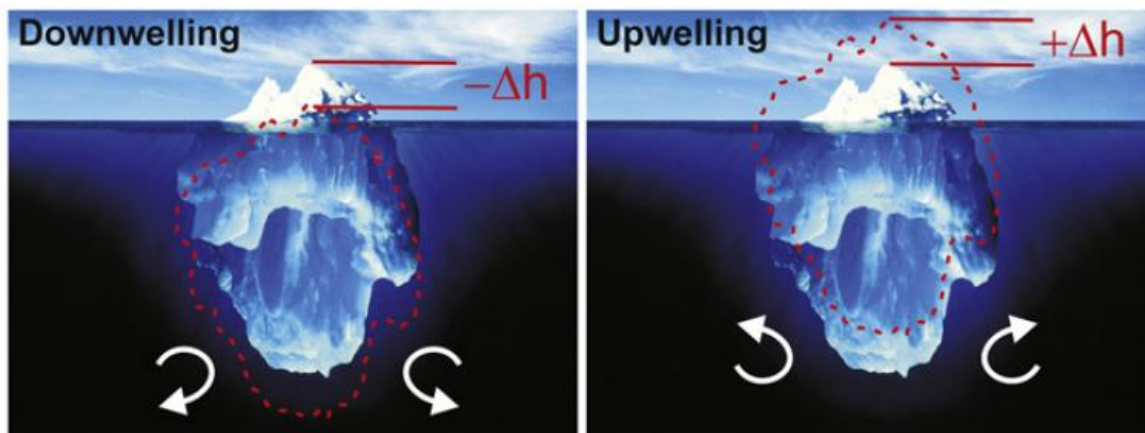
Fuente: [Taboada et al. \(2000\)](#).

En la **Figura 4** el nido sísmico de Bucaramanga se encuentra marcado por una estrella blanca localizada en la placa paleo-caribe. Ambos modelos geodinámicos comparten la hipótesis de ubicar la sismicidad de Bucaramanga en una subducción a alto ángulo y en una zona de profundidad intermedia, o sea inferior a los 80 km.

5. TOPOGRAFÍA DINÁMICA

La topografía dinámica es definida como el desplazamiento vertical de la superficie terrestre (**Figura 5**) generada en respuesta a fluidos del manto ([Richards y Hager, 1984](#)), la cual debe diferenciarse de la topografía isostática generada por contrastes de densidad a nivel somero tales como cambios en los espesores de la corteza.

Figura 5. Esquema del iceberg mostrando la topografía dinámica como el desplazamiento debido a un fluido. (+ Δh) elevación y (- Δh) subsidencia.



Fuente: [Davila, F.M. y C.Lithgow-Bertelloni \(2013\)](#)

Cuando un fluido viscoso es perturbado por la presencia de un material con empuje positivo, entonces ocurre un desplazamiento también positivo sobre la superficie en la que actúa un campo de esfuerzos. El tiempo de respuesta del manto a la perturbación depende de la viscosidad y la longitud de onda del material con empuje positivo. En este trabajo específicamente se analiza la respuesta del manto sobre la litosfera, sobre la cual se causa una deflexión que varía en el tiempo.

Para fluidos del manto que causan una longitud de onda $1-3 \times 10^3$ (km) ([Gurnis 1992](#); [Gurnis, 1988](#)) la escala de tiempo es 10^4 años. Por lo anterior, la relación entre el manto y la topografía dinámica es directa e instantánea. Así como las placas

se mueven sobre el manto debido a los procesos de “*upwelling*” o “*downwelling*”, un amplio movimiento vertical se produce constantemente generando topografía dinámica positiva y negativa (Lithgow-Bertelloni y Gurnis, 1997). Un ejemplo muy estudiado es Norte América, sobre el “Western interior Basins”, donde la subsidencia del Cretácico – Cenozoico temprano y las secuencias del Mioceno han sido asociadas con cambios en el flujo del manto debido a la dinámica de la subducción (Mitrovica et al., 1989; Liu et al., 2008).

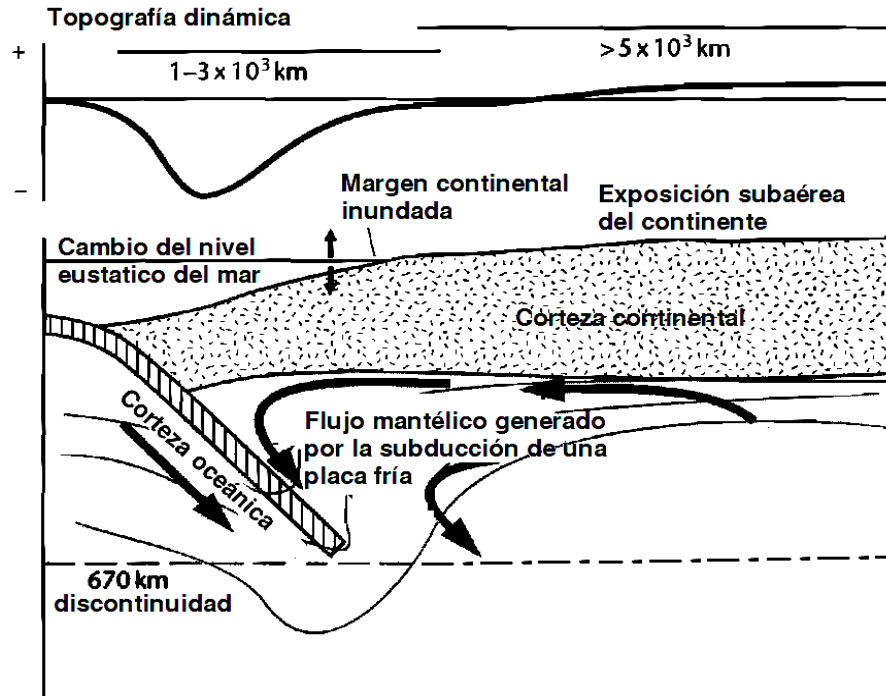
En escala de longitud de onda, la topografía dinámica es la que más contribuye en la topografía de la Tierra (Ricard et al., 2006) tanto en continentes (Lithgow-Bertelloni y Silver, 1998; Daradich et al., 2003) y océanos (Cazenave y Thoraval, 1994; Conrad et al., 2004). La topografía dinámica también puede ser considerada como el principal mecanismo para generar espesores anómalos en cuencas sedimentarias profundas (Pysklywec y Mitrovica, 1999; Burgess et al., 1997).

5.1. TOPOGRAFÍA DINÁMICA ASOCIADA A LA SUBDUCCIÓN

Si la topografía dinámica resulta de efectos termales debido a fluidos en el manto, entonces es posible cuantificar la amplitud y longitud de onda para la flexura causada partiendo desde la trinchera oceánica hasta las cuencas tipo foreland (Mitrovica et al., 1989; Catuneanu et al., 1997; Burgess y Moresi, 1999).

Las depresiones causadas por la topografía dinámica de aproximadamente 500 metros son predichas por modelos del geode sobre las zonas de subducción (Hager y Clayton, 1989). Por lo tanto, la medición de la topografía dinámica detrás de la trinchera oceánica es problemática, esto conlleva a que la topografía dinámica sea separada de otras formas de subsidencia.

Figura 6. Diagrama esquemático que muestra la generación de topografía dinámica a partir de la subducción de una litosfera oceánica fría (longitud de onda $1-3 \times 10^3$ km) y la convección del manto debido a la perturbación del campo de temperaturas.



Fuente: Burgess *et al.*, 1997.

Debido a una alta incertidumbre en la estimación de topografía dinámica detrás de las zonas antiguas de subducción, un primer enfoque para el modelamiento de topografía dinámica en el análisis de cuencas es usar una expresión para la geometría de la forma que tiene la topografía dinámica asumiendo que ésta es el producto de dos componentes (Gurnis, 1992; Coakley y Gurnis, 1995; Burgess y Gurnis, 1995): (i) una componente exponencial con un exponente λ y una deflexión máxima f_m , (ii) y una inclinación lineal con un máximo gradiente α en mkm^{-1} y una distancia máxima medida desde la trinchera oceánica en la cual ocurre la inclinación η . Combinando esas componentes tenemos la siguiente expresión,

$$f(x) = f_m (e^{-x/\lambda}) + \alpha(\eta - x) \quad (1)$$

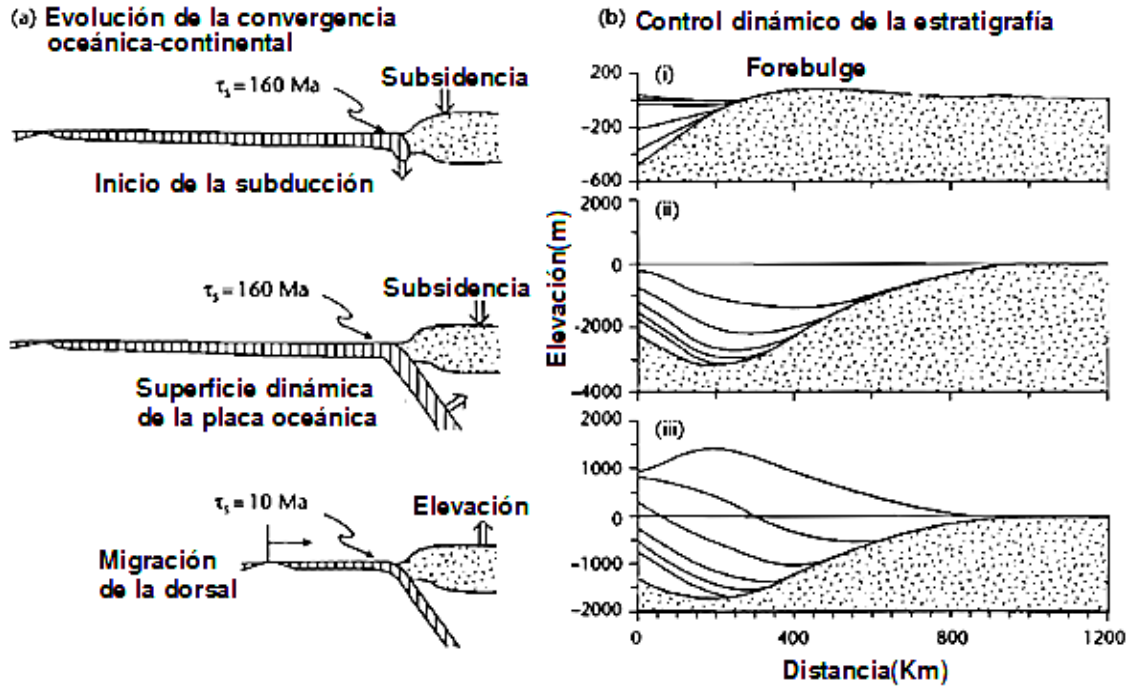
5.2. ESCENARIO EN LA SUBDUCCIÓN

Un escenario es la subducción de una litosfera oceánica joven y fría que forma una cuenca oceánica cerrada (**Figura 7**). El modelo ilustra tres fases en la evolución de la topografía dinámica en general:

1. 0-10 Ma, inicia la subducción: una placa oceánica subduce con una inclinación de 80° , produciendo una región de subsidencia en la zona superior de la placa sobre los 200 Km con un “*forebulge*” de 25 m de altura centrado en los 400 Km a partir de la trinchera. Esta es una topografía dinámica causada por un “*upwelling*” relacionado a la configuración del fluido viscoso que compone el manto por la subducción y no debería ser confundido con un “*flexural forebulge*”.
2. 10-60 Ma, Adelgazamiento abrupto de placa en subducción: el desarrollo de los gradientes de presión horizontal en el manto superior causa que la inclinación de la placa decrezca (hasta casi 45°), lo cual causa una subsidencia dinámica que se extiende hasta el interior del continente.
3. 60-200 Ma, cerramiento de la cuenca oceánica: la subducción progresivamente más joven, causa una amplia longitud de onda en el interior del continente. En el modelo ocurre donde la edad de la subducción disminuye de 160 a 10Ma, se forma un *plateau* de 1 km de alto en la posición 800 km.

Algunas de las anteriores configuraciones pueden ser identificadas en la historia de subducción de la placa Farallon debajo de Norte America ([Cross, 1986](#)).

Figura 7. Tres etapas en la evolución de la topografía dinámica sobre una zona de subducción (a) y su asociación a las superficies cronoestratigráficas en la región de la placa continental afectada por la topografía dinámica (b).



Fuente: Modificado de [Gurnis \(1992\)](#)

6. MARCO FÍSICO-MATEMÁTICO

Aunque la tectónica de placas ha sido muy exitosa como una explicación de movimientos relativos de placas y deformación en sus bordes, hay una pequeña integración de la dinámica del manto la cual es esencial en una teoría cinemática (Allen y Allen, 2005). Los sistemas de convección en el manto son los motores para el movimiento de la superficie tangencial a las placas. La subducción genera primordialmente “downwelling”, y las dorsales oceánicas “upwelling” (Davies y Richards, 1992), entonces la litosfera debe ser considerada como una parte integral de la convección, en otras palabras la tectónica de placa es la expresión superficial de la convección.

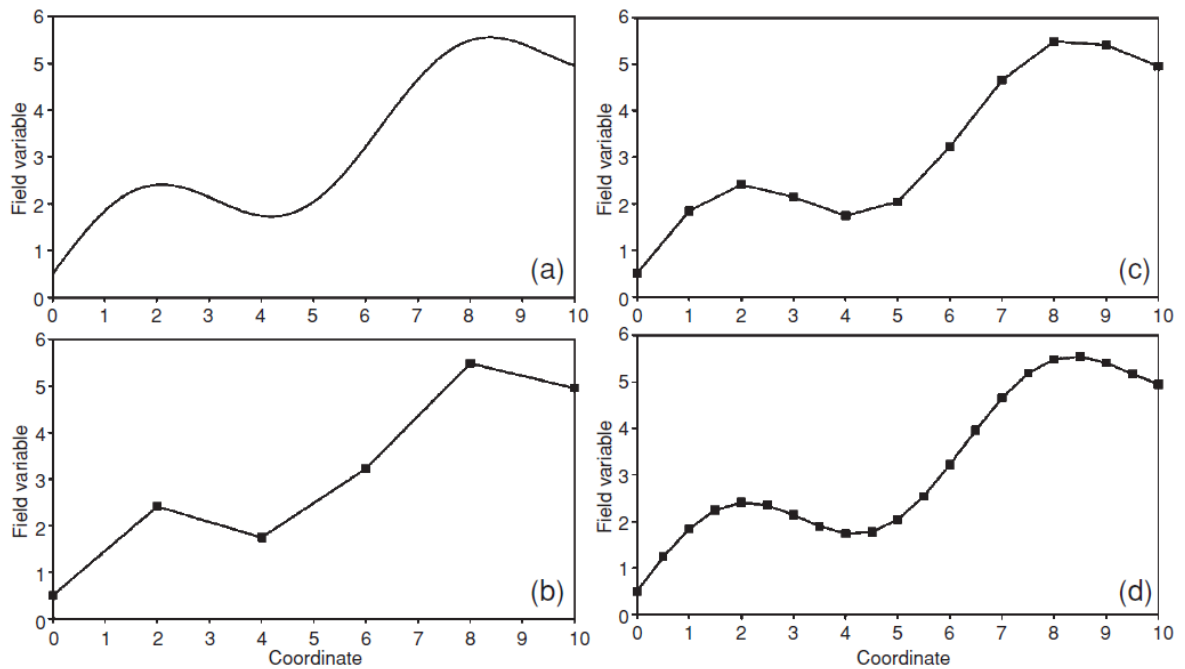
6.1. ECUACIÓN DE CONTINUIDAD

La definición de un medio geológico (unidades de roca, manto, corteza) es para efectos matemáticos, un medio continuo, por lo tanto obedece la ecuación de continuidad en toda instancia física que se quiera analizar. La continuidad de un medio implica que, en una escala macroscópica, el material no contiene zonas sin masa, o sea poros o cavidades deben considerarse rellenos por sustancias también continuas. Las diferentes propiedades físicas de un medio continuo se mantienen sin importar la escala. En mecánica del medio continuo, las propiedades físicas de la continuidad (*campos de propiedades*) son descritas por *campos de variables* como por ejemplo presión, temperatura, densidad, velocidad, etc. Son 3 los principales tipos de *campos de variables*:

- Escalares (p.e. presión, temperatura, densidad)
- Vectores (p.e. velocidad, flujo de masa, flujo de calor)
- Tensores (p.e. esfuerzo, deformación, tasa de deformación)

Los campos de variable se caracterizan porque son representados en su totalidad y sin excepción por expresiones analíticas o un sistema discreto-continuo (por matrices que representan nodos de la geometría continua).

Figura 8. Continuo (a) y discreto-continuo (b) – (d) representación de una variable como función de una coordenada. En el caso de la representación discreta-continua con interpolación lineal entre los puntos la precisión aumenta al incrementar el número de nodos (comparación de (a) con (b), (c) y (d)).



Fuente: Modificado de [Gerya \(2010\)](#)

El entendimiento cualitativo e intuitivo de la continuidad debe ser transformado en un formalismo matemático. Este formalismo es ampliamente usado en el modelamiento numérico geodinámico en forma de *ecuación de continuidad* el cual describe *la conservación de la masa* durante el desplazamiento de un medio continuo.

La ecuación de continuidad puede ser escrita de forma euleriana o langragiana dependiendo de la naturaleza geométrica y sistema de referencia usado. La

ecuación de continuidad euleriana para un punto inamovible en el espacio puede ser descrita de la siguiente forma:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \bar{v}) = 0 \quad (2)$$

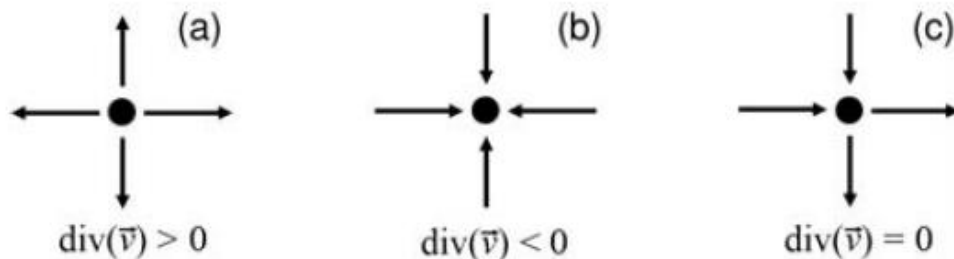
Donde $\frac{\partial}{\partial t}$ es la derivada Euleriana en el tiempo; ρ es la densidad local, la cual caracteriza la cantidad de masa por unidad de volumen (kg/m^3); \bar{v} es la velocidad local (m/s). ∇ de un campo vectorial, y es definido como,

Una dimensión (1D): $\nabla \cdot (\bar{v}) = \frac{\partial v_x}{\partial x}$ (3a)

Dos dimensiones (2D): $\nabla \cdot (\bar{v}) = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y}$, (3b)

donde x, y son las coordenadas cartesianas y v_x, v_y son las componentes paralelas de la velocidad con respecto a los ejes de coordenadas. En palabras más simples, el divergente de un vector de un punto dado es positivo cuando el vector es dirigido hacia afuera de dicho punto.

Figura 9. Ejemplo de divergente (a), convergente (b) y neutral (c) de un campo de velocidad 2D.



Fuente: Modificado de [Gerya \(2010\)](#)

6.2. ECUACIÓN DE CONVECCIÓN

La configuración para el estudio de la convección involucra una capa delgada de fluido, porque el calor viene desde el interior, el cual se convierte en una inestabilidad gravitacional. Los estudios de la convección permiten las condiciones necesarias para el comienzo y tamaño de las celdas convectivas. Estas celdas tienen un ancho que depende de la escala en el espesor de la capa (Bercovici et al., 2000).

Aceptando que el manto es convectivo en alguna manera, entonces es posible estimar si el flujo es laminar o turbulento, esto es dado por el número de Reynolds⁵ R_e .

$$R_e = \frac{ud}{\nu} \quad (4)$$

Donde u es la velocidad del flujo, d es el espesor de la capa y ν es la viscosidad cinemática. La viscosidad del manto depende de la temperatura y puede tomar valores de $10^{17} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ en el manto superior. La velocidad del flujo puede ser estimada a partir de las leyes para fluidos Newtonianos incompresibles; si por ejemplo se toma $u = 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$ como el orden de la magnitud estimada (1 m yr^{-1} es $3.17 \times 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$, entonces u es alrededor de 3 cm yr^{-1} en este cálculo). Usando la ecuación (4) $R_e = 7 \times 10^{-19}$. Este valor es muy inferior con respecto al R_e crítico⁶, indicando que el flujo de convección en el manto es laminar.

⁵ Reynolds, O. An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels. 1883. Proc. R. Soc. London 35: pp. 84-99.

⁶ R_e crítico es igual a 2040, superior a este valor el flujo es turbulento, por debajo de éste el flujo es laminar.

6.3. LEY DE FOURIER PARA LA CONDUCCIÓN DE CALOR

El transporte de calor juega un papel importante en la geodinámica y muy frecuentemente tiene una estrecha relación con la deformación de los materiales, por ejemplo en la convección del manto, crecimiento de cuerpos graníticos, subducción, etc. Existen varias ecuaciones relevantes en todos los procesos de transporte de calor. La más básica es la ley de Fourier, la cual relaciona el flujo de

calor q , (W/m^2) con el gradiente de temperatura $\frac{\partial T}{\partial x}$ (K/m) según la ecuación:

$$q = -k \frac{\partial T}{\partial x} \quad (5.1)$$

donde k ($\text{W}/\text{m}/\text{K}$) es la conductividad termal del material. La conductividad termal puede depender de P , T , composición y estructura del material. El flujo de calor q es la cantidad de calor que atraviesa una superficie, por unidad de tiempo. Como ya es conocido, el calor siempre se transfiere de la zona caliente a la zona fría, o sea de un punto de mayor energía a un punto de menor energía hasta conseguir el equilibrio. Lo anterior se ve reflejado por el signo menos en la ecuación (5), lo cual implica que el flujo de calor es positivo en la dirección de decrecimiento de la temperatura, o sea en el caso donde el gradiente de temperatura es negativo.

En el caso de dos o más dimensiones el flujo de calor puede ser escrito de la siguiente forma:

$$q = -k \nabla T \quad \text{ó} \quad q_i = -k \frac{\partial T}{\partial x_i} \quad (5.2)$$

6.4. CONSERVACIÓN DEL CALOR

Con el fin de predecir cambios en la temperatura debido al transporte de calor, se debe resolver la ecuación de conservación del calor (también llamada ecuación de temperatura). Esta ecuación describe el balance del calor en cambios continuos y relacionados de temperatura debido a la generación interna de calor, como por ejemplo el transporte de calor por advección y convección.

$$\rho C_p \frac{DT}{Dt} = - \frac{\partial q_i}{\partial x_i} + H \quad (6.1)$$

Teniendo en cuenta la ecuación (5.2) se podría reescribir de la siguiente forma general para dos o más dimensiones,

$$\rho C_p \frac{DT}{Dt} = \nabla(k\nabla T) + H \quad (6.2)$$

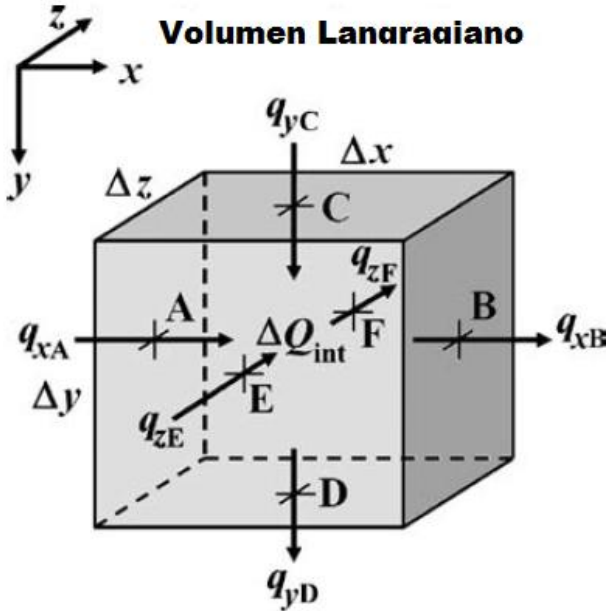
donde ρ es la densidad (kg/m^3); C_p es la capacidad calorífica a presión constante (J/kg/K); H es la producción calorífica volumétrica (W/m^3). $\frac{DT}{Dt}$ es la derivada substantiva de la temperatura con respecto al tiempo, corresponde a la relación estándar Lagrangiano-Euleriano, la cual se describe de la siguiente forma,

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \bar{v} \cdot \bar{\nabla} T \quad (6.3)$$

La ecuación langragiana de conservación del calor puede ser derivada por el análisis de los flujos de calor a través de pequeños volúmenes de masa m y con

dimensiones (**Figura 10**) Δx , Δy y Δz . Se asume siempre que la temperatura inicial de este volumen es T_0 .

Figura 10. Volumen lagrangiano elemental considerado para la derivación de forma respectiva de la ecuación de conservación del calor. Las flechas muestran las componentes del flujo de calor a través de los límites (A,B,C,D,E,y F).



Fuente: Modificado de [Gerya \(2010\)](#)

Usando las ecuaciones (5.2), (6.1) y (6.3) se establece la forma generalizada euleriana que se va a usar en este trabajo.

$$\begin{aligned} & \rho C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + v_x \frac{\partial T}{\partial x} + v_y \frac{\partial T}{\partial y} + v_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + H \end{aligned} \quad (6.4)$$

6.4.1. PRODUCCIÓN CALORÍFICA VOLUMÉTRICA (H)

Hay varios tipos de procesos generación/consumo de calor que se pueden tener en cuenta en la ecuación (6.1) en H .

$$\rho C_p \frac{DT}{Dt} = -\frac{\partial q_i}{\partial x_i} + H_r + H_s + H_a + H_L, \quad (7.1)$$

donde i es la coordenada índice, x_i es la coordenada espacial y H_r , H_s , H_a y H_L son respectivamente la producción radioactiva, cortante, adiabática y latente de calor (W/m^3).

La producción radioactiva de calor (H_r) se debe al decaimiento radioactivo de los elementos que están presentes en las rocas. La cantidad de producción radioactiva de calor depende intrínsecamente del tipo de roca, los valores tipo usados son: $2 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$ para granitos, $2 \times 10^{-7} \text{ W/m}^3$ para basaltos y $2 \times 10^{-8} \text{ W/m}^3$ para rocas del manto (Turcotte y Schubert, 2002). En los estudios realizados por Allen y Allen (2005) se observa que el calor generado por decaimiento radiogenico afecta el número de Rayleigh del manto. La producción de cizalla (H_s) está relacionada a la disipación de energía mecánica durante la deformación no-elástica irreversible y puede ser calculada por medio de 'deviatoric stresses' y tasas de deformación como sigue,

$$H_s = \sigma'_{ij} \epsilon'_{ij}, \quad (7.2)$$

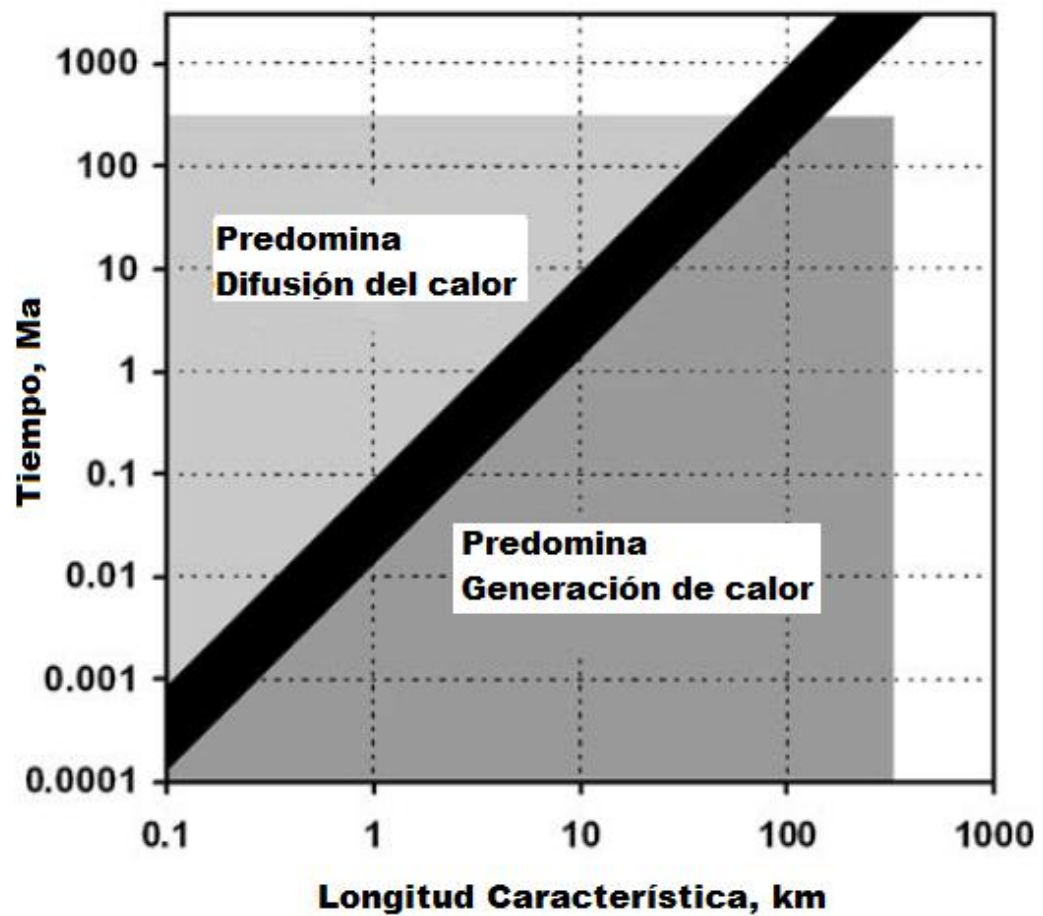
6.4.2. ESCALAS DE TIEMPO PARA LA TRANSFERENCIA DE CALOR POR DIFUSIÓN

Un aspecto importante que puede ser analizado con respecto a la transferencia de calor por difusión es la escala de tiempo en la cual se llevan a cabo estos procesos. El calor generado dentro de algunas regiones es disperso por la conducción en una escala de tiempo característica t_{diff} que depende del ancho L de la región, según la siguiente ecuación (Burg and Gerya, 2005),

$$t_{diff} = \frac{L^2}{K}. \quad (8)$$

Por lo tanto, la duración de la disipación del calor por medio de la conducción crece al cuadrado del ancho de la región. Por ejemplo, aunque el calor por cizalla en una región de 100 metros de ancho se disipa tan solo en ~ 1000 años, el calor generado dentro de una zona con 1 km de ancho requiere alrededor de 100 000 años para un grado similar de enfriamiento (**Figura 11**).

Figura 11. Escalas de tiempo para diferentes regímenes termales calculados de acuerdo a la ecuación (8) con $k = 10^{-6}$ m²/s. Las áreas oscuras muestran la longitud y escalas de tiempo características de zonas colisionales.



Fuente: Modificado de [Burg and Gerya \(2005\)](#)

6.5. REOLOGÍA DE LAS ROCAS: FLUENCIA EN ESTADO SÓLIDO

La reología es la propiedad física característica del comportamiento flujo/deformación de un material. En este trabajo se discuten los efectos y significancia de la viscosidad y, en general, las peculiaridades de la fluencia en estado sólido (solid-state creep) como la habilidad de sustancias cristalinas para deformarse irreversiblemente cuando se encuentran bajo esfuerzos. La fluencia en estado sólido es el principal mecanismo de deformación en la corteza y manto terrestre. Los dos principales tipos de fluencia son: Fluencia por difusión (diffusion creep) y fluencia por dislocación (dislocation creep).

En la ciencia de materiales, la fluencia (*creep*) es la tendencia de un material sólido a moverse lentamente o deformarse permanentemente bajo la influencia de tensiones. Se produce como resultado de la exposición a largo plazo a niveles altos de esfuerzos que están por debajo del límite de elasticidad del material. La fluencia es más alta en los materiales que se someten a calor durante largos períodos, y aún más cuando están cerca de su punto de fusión.

La fluencia por difusión se caracteriza por una relación lineal (newtoniana) entre la tasa de deformación $\dot{\gamma}$ y el esfuerzo de cizalla aplicado τ ,

$$\dot{\gamma} = A_{diff} \tau, \quad (9.1)$$

donde A_{diff} es un coeficiente de proporcionalidad el cual es independiente del esfuerzo aplicado, pero depende del tamaño de grano, presión, temperatura, fugacidad de agua y oxígeno.

La fluencia por dislocación es dominante en esfuerzos muy grandes y resulta de la migración o corrimiento (imperfecciones en el enrejado cristalino). En este tipo de deformación la densidad depende ampliamente del esfuerzo, y por lo tanto, la

fluencia por dislocación resulta en una relación no lineal (no newtoniana) entre la tasa de deformación y el esfuerzo,

$$\dot{\gamma} = A_{disl} \tau^n, \quad (9.2)$$

donde A_{disl} es un coeficiente de proporcionalidad el cual es independiente del esfuerzo y del tamaño de grano, pero depende de la presión, temperatura, fugacidad del agua y oxígeno; y $n > 1$ es el exponente del esfuerzo.

Tanto la difusión como la dislocación pueden ser con frecuencia calibradas a partir de datos experimentales usando una simple relación de parámetros (también llamada ley del flujo) entre el esfuerzo diferencial (σ_d) y la tasa ordinaria de deformación ($\dot{\gamma}$).

$$\dot{\gamma} = A_D h^m (\sigma_d)^n \exp\left(-\frac{E_a}{RT} + V_a P\right), \quad (10)$$

donde P es la presión (Pa), T es la temperatura (K), R es la constante de los gases (8.314 J/K/mol), h es el tamaño de grano (m) y A_D , n , m , E_a y V_a son parámetros reológicos determinados experimentalmente: A_D es la constante del material ($\text{Pa}^{-n} \text{s}^{-1} \text{m}^{-m}$), n es el exponente del esfuerzo ($n = 1$ para difusión y $n > 1$ para dislocación), m es el exponente para el tamaño de grano, E_a es la energía de activación (J/mol) y V_a es el volumen de activación (J/Pa).

La fluencia por dislocación es independiente del tamaño de grano y por lo tanto $m = 0$ y $h^m = 1$. En contraste, la fluencia por difusión depende notablemente del tamaño de grano y el exponente del tamaño de grano es negativo (si la tasa de deformación incrementa, el tamaño de grano disminuye).

6.5.1. VISCOSIDAD EFECTIVA

Con el fin de usar la ecuación (10) de parámetros experimentales en el modelamiento numérico, es necesario reformularla en términos de la viscosidad efectiva η_{eff} , escrita como una función del segundo esfuerzo desviatorio σ_{II} o de la tasa de formación $\dot{\epsilon}_{II}$. La siguiente es la relación general la cual es válida únicamente para materiales isotrópicos e incompresibles,

$$\sigma_{II} = 2\eta_{eff} \dot{\epsilon}_{II}, \quad (11.1)$$

o también,

$$\eta_{eff} = \frac{\sigma_{II}}{2\dot{\epsilon}_{II}}. \quad (11.2)$$

La reformulación usada en este trabajo relaciona la ecuación (10) y (11.2) de la siguiente forma:

$$\eta_{eff} = F_2 \frac{1}{(A_D)^{1/n} h^{m/n} (\dot{\epsilon}_{II})^{(n-1)/n}} \exp\left(\frac{E_a + V_a P}{nRT}\right), \quad (12)$$

6.6. ECUACIÓN DE NAVIER-STOKES

Usando la ecuación de momentum (13) y la relación entre esfuerzo total (σ_{ij}) y desviatorio (σ'_{ij}), [Gerya \(2010\)](#) introduce la presión en la ecuación de momentum y

obtiene las ecuaciones de Navier-Stokes para el movimiento, las cuales describen la conservación del momentum para un fluido en un campo gravitacional:

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = \rho \left(\frac{\partial v_i}{\partial t} + v_j \frac{\partial v_j}{\partial x_j} \right) \quad (13)$$

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = \rho \frac{Dv_i}{Dt} \quad (14a)$$

$$\frac{Dv_i}{Dt} = \frac{\partial v_i}{\partial t} + \vec{v} \cdot \text{grad}(v_i) \quad (14b)$$

Para fluidos altamente viscosos, las fuerzas inerciales ($\rho \frac{Dv_i}{Dt}$) son despreciables respecto a la resistencia viscosa y a fuerzas gravitacionales. Por ejemplo, una velocidad promedio para una placa en geodinámica puede ser del orden de varios cm/año ($n \times 10^{-9} m/s$) y este movimiento puede cambiar notablemente solamente en unos millones de años ($n \times 10^{13} s$). En este orden, la magnitud típica del flujo en el manto (aceleración) será del orden de ($\frac{Dv_i}{Dt} \approx \frac{\Delta v}{\Delta t} = \frac{n \times 10^{-9} m/s}{n \times 10^{13} s} = n \times 10^{-22} m/s^2$). Esto hace que el operador de la parte derecha en la ecuación de Navier-Stokes ($\rho \frac{Dv_i}{Dt}$) sea despreciable en comparación al factor ρg_i , por lo tanto el flujo viscoso para este trabajo se puede aproximar a la siguiente ecuación (**ecuación de Stokes para flujos lentos**):

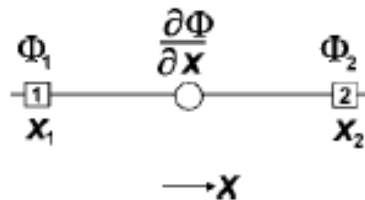
$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = 0 \quad (15)$$

7. SOLUCIÓN NUMÉRICA DE LAS ECUACIONES EN DERIVADAS PARCIALES

Los métodos para resolver ecuaciones en derivadas parciales (PDEs) son universales y pueden ser aplicados para variables con distribución continua y discontinua (Gustafsson, 2008). Los siguientes enfoques numéricos son los más usados en el modelamiento geodinámico (Lynch, 2005; Zhong et al., 2007):

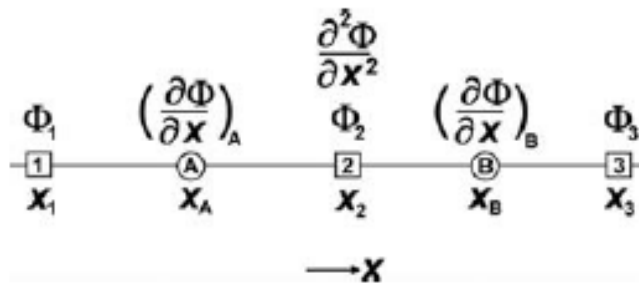
- (1) Método de diferencias finitas (FDM)
- (2) Método de volúmenes finitos (FVM)
- (3) Método de elementos finitos (FEM)
- (4) Métodos espectrales

Figura 12. Cuadrícula numérica 1D usada para calcular la primera derivada del potencial de la gravedad usando diferencias finitas.



Fuente: Modificado de Gerya (2010)

Figura 13. Cuadrícula numérica 1D usada para calcular la segunda derivada del potencial de la gravedad usando diferencias finitas.



Fuente: Modificado de Gerya (2010)

En este trabajo se usa el método de diferencias finitas (Patankar, 1980) debido a su simplicidad para ser entendido e implementado desde el punto de vista de la programación computacional. Las diferencias finitas son expresiones matemáticas lineales las cuales pueden representar derivadas con cierto grado de precisión. Por ejemplo, la primera derivada del potencial de la gravedad con respecto a x (**Figura 12**) puede ser calculada *con cierta precisión* (local) usando diferencias finitas de la siguiente forma:

$$\frac{\partial\Phi}{\partial x} = \frac{\Delta\Phi}{\Delta x} = \frac{\Phi_2 - \Phi_1}{x_2 - x_1}, \quad (13.1)$$

donde $\Delta\Phi = \Phi_2 - \Phi_1$ y $\Delta x = x_2 - x_1$ son el diferencial del potencial de la gravedad y las coordenadas x entre los puntos 1 y 2 respectivamente. Si la distancia Δx entre los puntos 1 y 2 es cada vez más pequeña, entonces esta relación se aproxima a la derivada.

Por analogía, las derivadas de orden superior pueden ser calculadas usando los esquemas de derivadas de menor orden. Por ejemplo, la segunda derivada del potencial de la gravedad (**Figura 13**) puede ser calculada usando nuevamente diferencias finitas sobre la ecuación (31.1),

$$\frac{\partial^2\Phi}{\partial x^2} = \frac{\left(\frac{\partial\Phi}{\partial x}\right)_B - \left(\frac{\partial\Phi}{\partial x}\right)_A}{x_B - x_A}, \quad (13.2)$$

donde

$$\left(\frac{\partial\Phi}{\partial x}\right)_A = \frac{\Phi_2 - \Phi_1}{x_2 - x_1}$$
$$\left(\frac{\partial\Phi}{\partial x}\right)_B = \frac{\Phi_3 - \Phi_2}{x_3 - x_2}$$

Usando el mismo procedimiento se pueden formular los esquemas de diferencias finitas para derivadas de orden superior.

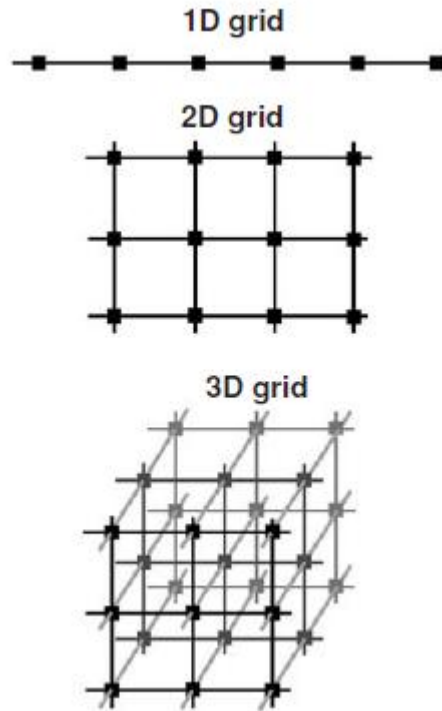
7.1. CUADRICULA NUMÉRICA

Los tipos de cuadrículas numéricas y su uso son la herramienta esencial para la discretización y solución de sistemas de ecuaciones diferenciales (PDEs). La forma de la cuadrícula depende estrechamente del tipo de ecuación que se quiera resolver. Por ejemplo los esquemas de discretización pueden cambiar con el tipo de cuadrícula numérica. Los siguientes son los tipos de cuadrículas que existen para el modelamiento numérico:

- Acorde a la dimensión del problema, la cuadrícula puede ser de 2 o tres dimensiones
- Acorde a la forma de los elementos básicos, la cuadrícula puede ser rectangular o triangular.
- Acorde a la distribución de puntos nodales, la cuadrícula puede ser regular o irregular.

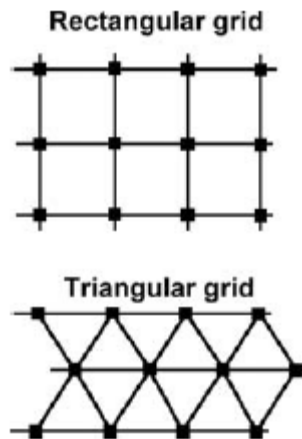
- Acorde a la distribución de variables con la cuadrícula, ésta puede ser escalonada o no escalonada.

Figura 14. Cuadrícula acorde a las dimensiones del modelo.



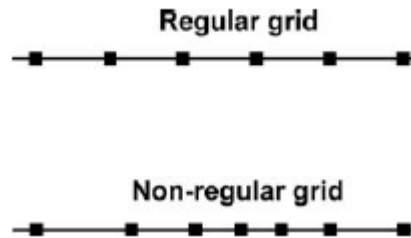
Fuente: Modificado de [Gerya \(2010\)](#)

Figura 15. Cuadrícula acorde a la forma de los elementos básicos



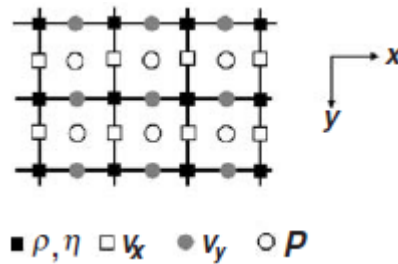
Fuente: Modificado de [Gerya \(2010\)](#)

Figura 16. Cuadrícula acorde a la distribución de puntos nodales



Fuente: Modificado [Gerya \(2010\)](#)

Figura 17. Cuadrícula 2D completamente escalonada.



Fuente: Modificado [Gerya \(2010\)](#)

En este trabajo se usa la configuración de cuadrícula escalonada y no escalonada, esta configuración es muy conveniente para resolver la combinación de las ecuaciones de Stokes y continuidad para el caso de viscosidad constante cuando los parámetros desconocidos son componentes de la velocidad (v_x, v_y) y definen los nodos básicos, y la presión (P) es definida en nodos adicionales (Figura 16).

8. MODELAMIENTO Y CÁLCULO DE LA TOPOGRAFÍA DINÁMICA

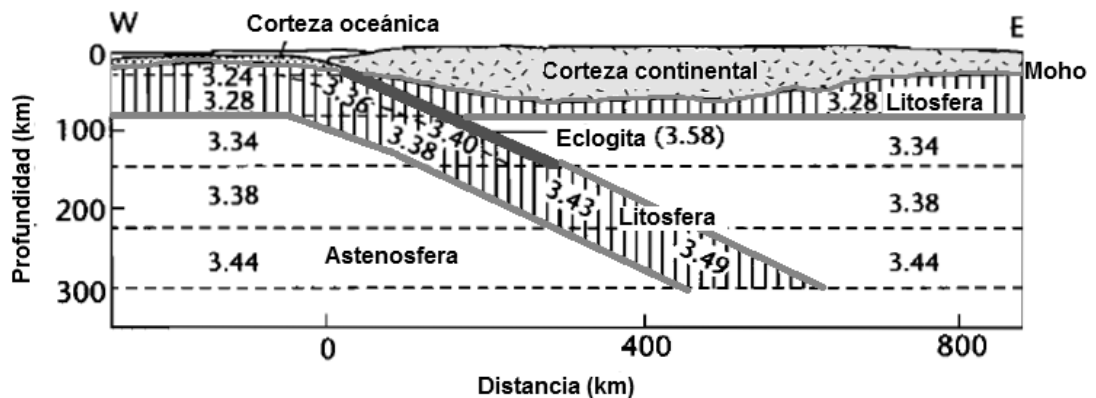
Para la implementación de un modelamiento matemático que permita la visualización y medición de deflexión de la litosfera continental debido a la dinámica del manto se consideran los siguientes aspectos:

- Geometría del modelo (Dimensiones)
- Propiedades físicas (Viscosidad, densidad, temperatura)
- Esquema numérico (solución de ecuaciones diferenciales)

8.1. GEOMETRÍA DEL MODELO

Las dimensiones del modelo se ajustan a los enunciados de [Burgess et al., \(1997\)](#), los cuales predicen topografía dinámica para longitudes superiores a 1000 kilómetros a partir de la trinchera. Una aproximación a los espesores de la litosfera para sudamerica es el de la **Figura 18**.

Figura 18. Corte adaptado para Sudamérica (Profundidad de la litosfera y la zona de eclogita)



Fuente: Modificado de [Allen y Allen \(2005\)](#)

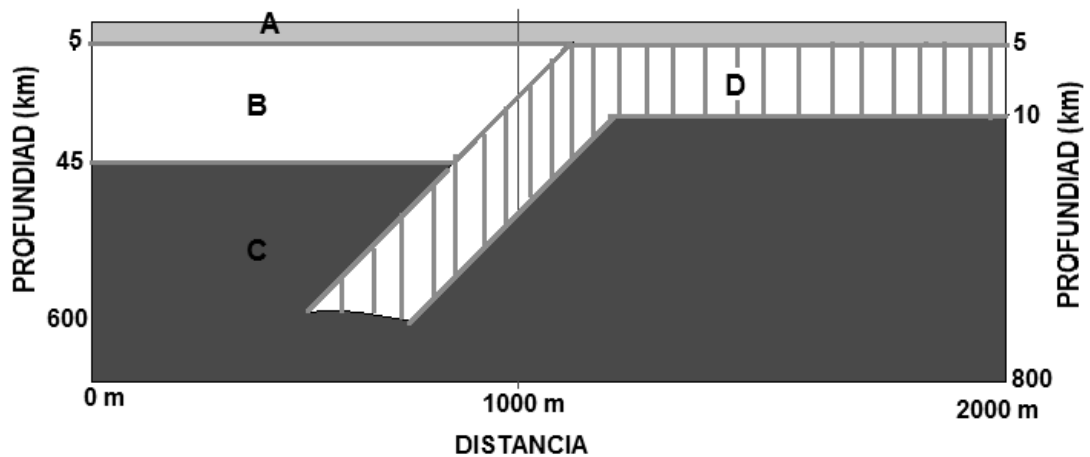
Watts (2001) calcula los valores de espesor elástico para la corteza continental en diferentes puntos de Sudamérica (ver **Tabla 1**)

Tabla 1. Espesor elástico equivalente (T_e) para la litosfera continental.

Sitio	Edad de la placa (Ma)	Error de la edad de la placa (Ma)	Edad de la carga (ka)	Error en la edad de la carga (ka)	T_e (km)	T_e error (km)
Andes boliviano	950	350	60	0	45.0	20.0
Andes ecuatoriano	950	350	80	0	25.0	20.0
Andes peruano	950	350	80	0	25.0	20.0
Andes argentino	950	350	80	0	30.0	20.0
Andes colombiano	950	350	80	0	45.0	40.0

Fuente: [Watts \(2001\)](#)

Figura 19. Corte adaptado para el modelamiento de la topografía dinámica en este trabajo.



Donde (A) es la zona libre, (B) Corteza continental, (C) astenosfera, (D) corteza oceánica.

8.2. PROPIEDADES FÍSICAS

Tabla 2. Propiedades físicas de las rocas usadas en experimentos numéricos

MATERIAL	ρ_0 , Kg/m ³	κ , W/(m K) y T_k , PMPa	T_{solido} , K (y PMPa)	T_{liquido} , K (y PMPa)	Q_L , kJ/kg	H_r , $\mu W / m^3$	μ , GPa
Sedimentos	2700	$[0.64 + 807/(T + 77)]$	$889 + 17900/(P + 54) + 20200/(P + 54)^2$	$1262 + 0.09P$	300	0.5-5	10
Corteza continental superior	2700-2400	$[0.64 + 807/(T + 77)]$	$889 + 17900/(P + 54) + 20200/(P + 54)^2$	$1262 + 0.09P$	300	0.5-5	10
Corteza continental inferior	2800-3000	$[1.18 + 474/(T + 77)]$	$973 + 70400/(P + 354) + 7780000/(P + 354)^2$	$1423 + 0.105P$	380	0.25-5	25
Corteza oceánica superior (basalto)	3000-3500	$[1.18+474/(T+77)]$	$973 + 70400/(P + 354) + 7780000/(P + 354)^2$	$1423 + 0.105P$	380	0.25	25
Corteza oceánica inferior (Gabro)	3000-3500	$[1.18 + 474/(T + 77)]$	$973 - 70400/(P + 354) + 77800000/(P + 354)^2$	$1423 + 0.105P$	380	0.25	25
Litosfera astenosfera (dry mantle)	– 3300	$[0.73 + 1293/(T + 77)] \times (1 + 0.00004P)$	$1394 + 0.132899P - 0.000005104P^2$	$2073 + 0.114P$	400	0.022	67
Litosfera astenosfera (hydrated mantle)	– 3000-3300	$[0.73 + 1293/(T + 77)] \times (1 + 0.00004P)$	$1240 + 49800/(P + 323)$	$2073 + 0.114P$	400	0.022	67
Referencias	1,2	3	4	4	1,2	1	1

Fuente: (1)Turcotte y Schubert, 2002; (2) Bittner and Schmeling,1995; (3)Clauser and Huenges, 1995, (4)Schmidt and Poli, 1998.

Tabla 3. Propiedades físicas promedio usadas en este trabajo.

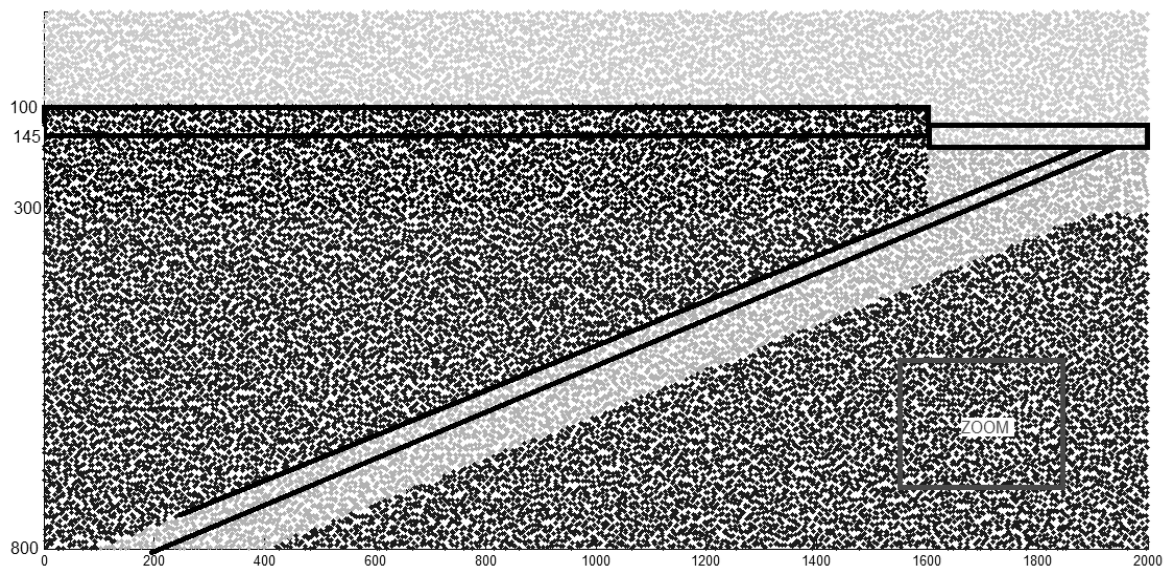
Material	Viscosidad (Pa s)	Densidad (kg/m3)	Conductividad termal (W/m/K)	Expansión termal (1/K)	Calor radioactivo (W/m3)	Capacidad calorífica (J/kg)	Módulo de Corte, Pa
Litosfera continental	1e+22	3200	1.20	3e-5	2.5e-7	1000	2.5e+10
Listosfera oceánica	1.3e+19	3200	1.18	3e-5	2.5e-7	1000	2.5e+10
Capa A	1e-05	700	-	1e-5	0	3000	1e+20
Astenosfera	1e+25	3300	0.73	3e-5	2.2e-8	1000	6.7e+10

Fuente: Modificadas y adaptadas de Gerya (2010)

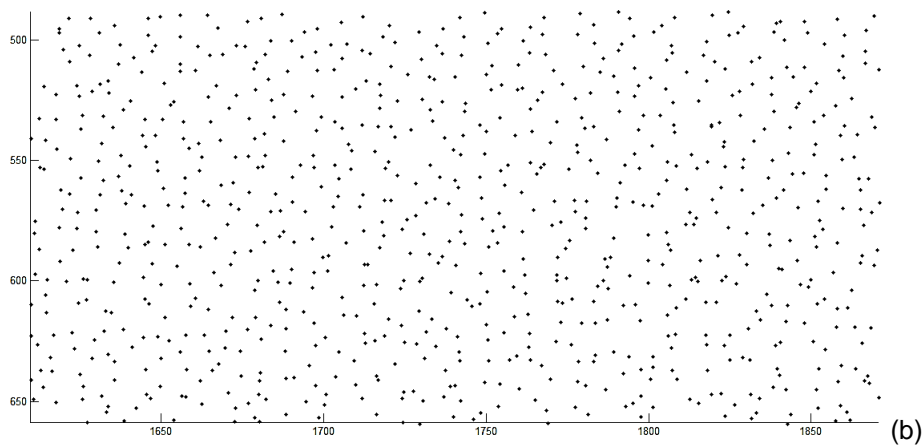
8.3. ESQUEMA NUMÉRICO PARA EL MODELAMIENTO

Para el desarrollo de este modelamiento se usa una cuadrícula numérica del tipo irregular distribuida por todo modelo a estudiar. Los valores de extensión y profundidad son promedios estimados (ver **Figura 18**, **Figura 19** y **Figura 20**)

Figura 20. (a) Modelo con cuadrícula irregular, (b) zoom a la zona del manto mostrando la cuadrícula con nodos aleatorios. (Las unidades del modelo en kilómetros)



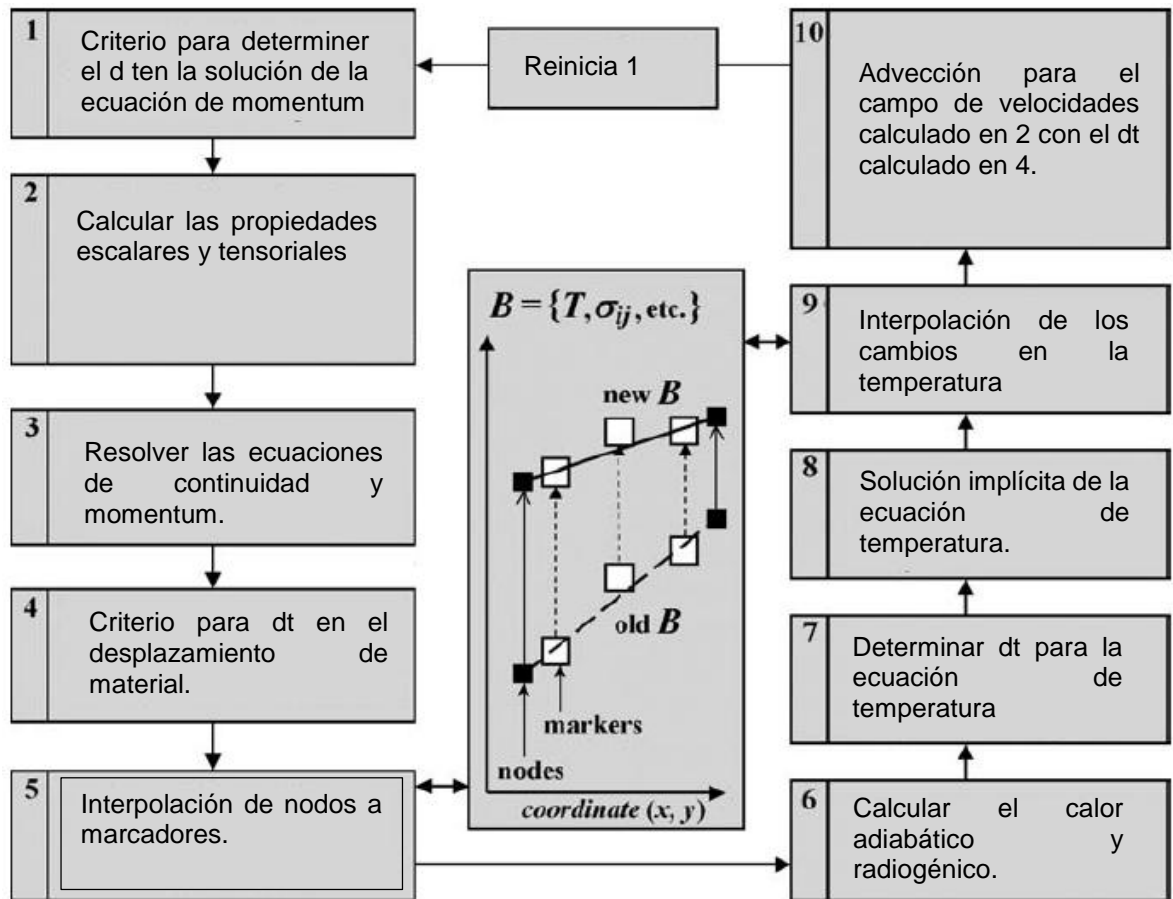
(a)



(b)

El esquema para el desarrollo del marco físico-matemático constitutivo del modelo geodinámico viscoso-térmico es el planteado en la **Figura 21**.

Figura 21. Flujo de trabajo para un código 2D (algoritmo termo-mecánico viscoso)



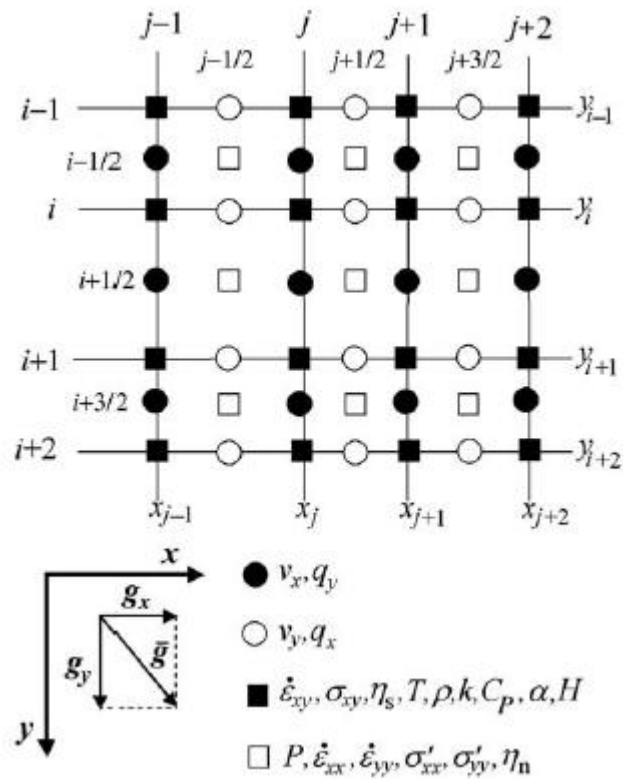
Fuente: Modificado de [Gerya and Yuen, 2007](#)

- (1) Calcular las propiedades físicas escalares ($\eta_m, \rho_m, \alpha_m, C_{Pm}, \kappa_m$, etc) para cada marcados e interpolar estos puntos en los nodos eulerianos de la ecuación de temperatura. Aplicar condiciones de frontera para cada marcador nodal interpolado de la ecuación de temperatura.

- (2) y (3), resolver las ecuaciones 2D de continuidad y momentum con la formulación presión – velocidad en una cuadrícula escalonada para aumentar la precisión.
- (4) Definir un intervalo de tiempo óptimo para el desplazamiento de marcadores (Δt_m) basado en el campo de velocidad calculado en el paso (2) y (3).
- (5) Calcular el calor radiogénico y adiabático en términos de $H_{r(i,j)}$ y $H_{a(i,j)}$ en los nodos eulerianos.
- (6) Definir un intervalo de tiempo óptimo (Δt) para la ecuación de temperatura. En este trabajo se toma un intervalo máximo de 1 Ma (donde Δt puede variar de 0.1 a 0.01 veces el intervalo de tiempo máximo). Este tiempo depende intrínsecamente del cambio nodal de temperatura. (típicamente de 1 – 20 K).
- (7) Resolver la ecuación de temperatura en una formulación lagrangiana, con el tiempo implícito y con un método directo.
- (8) Interpolarse los cambios nodales de temperatura a partir de los puntos eulerianos hacia los marcados en los cuales se calcula la nueva temperatura (T_m).
- (9) Usar un esquema explícito de cuarto orden Runge-kutta en el espacio de advección para todos los marcadores a través de la cuadrícula de acuerdo a los campos globales de velocidad calculados (en el paso 2). Regresar al paso 1 y continuar al siguiente tiempo de cálculo.

La **Figura 22** muestra la geometría de un espacio irregular, completamente escalonado correspondiente al flujo de trabajo propuesto por [Gerya and Yuen \(2007\)](#) en la **Figura 21**. El espaciado irregular en la cuadrícula numérica es muy usado en situaciones geodinámicas, en este trabajo se hace principal énfasis en su uso para el análisis de deflexiones causadas por la dinámica del manto.

Figura 22. Escalonamiento 2D, cuadrícula irregular correspondiente al algoritmo del modelamiento geodinámico para el cálculo de topografía dinámica.



Fuente: [Gerya \(2010\)](#)

9. RESULTADOS Y ANÁLISIS

A partir del modelo geodinámico 2D se obtienen los resultados aproximados de la deflexión que ocurre en la litosfera continental únicamente asumiendo la dinámica del manto.

En la **Figura 23** se muestra la distribución de esfuerzos para el estado inicial entre 40Ma y 30 Ma, los colores fríos corresponden a valores del rango $1-2 \times 10^{23}$ Pa. Por debajo de la litosfera oceánica que subduce se presenta una comulación en sentido positivo y negativo de esfuerzos, según [Catuneanu \(2004\)](#) esta zona corresponde a la carga estática que se genera en dirección de la gravedad y por debajo de la subducción (slab pull).

Figura 23. Estado de los esfuerzos principales (σ_{xx}) y de cizalla (σ_{xy}) en $t=40$ Ma

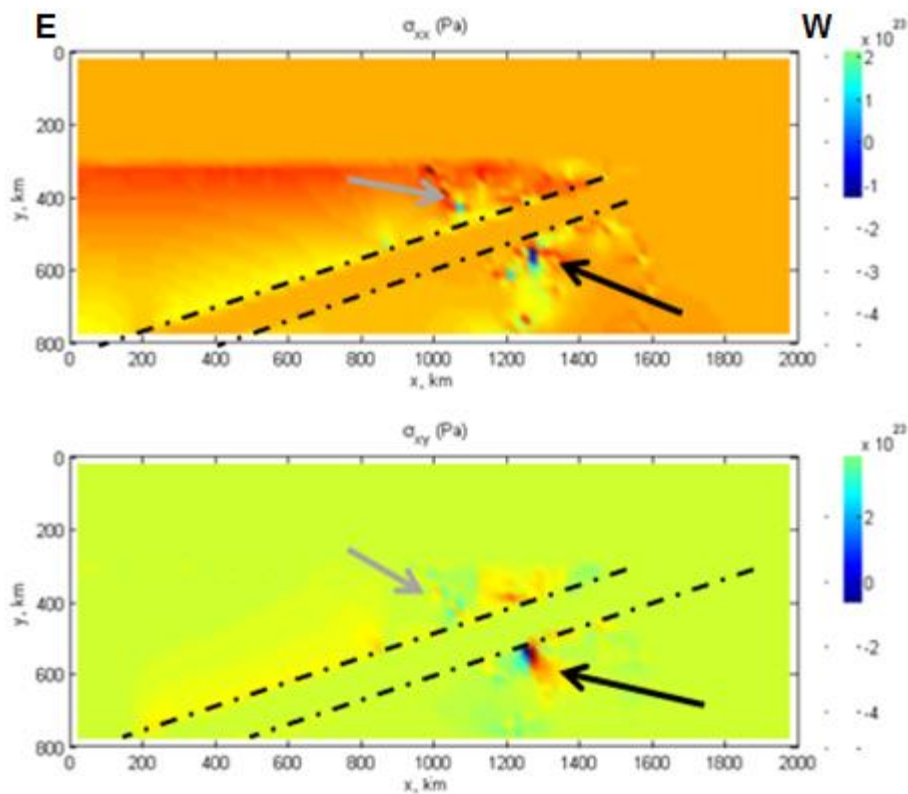
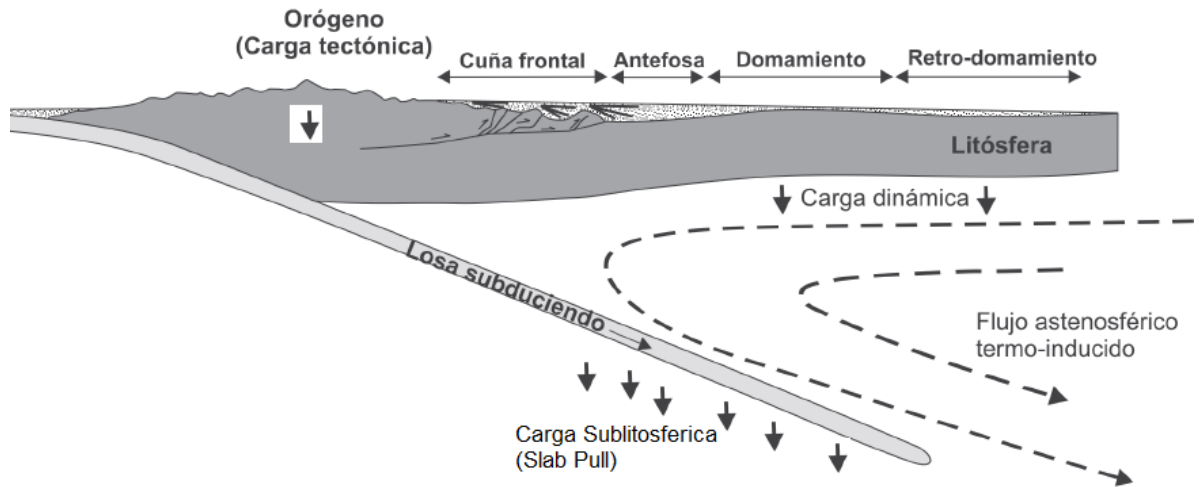


Figura 24. Esquema general de los tipos de carga que afectan la deflexión en la litosfera.



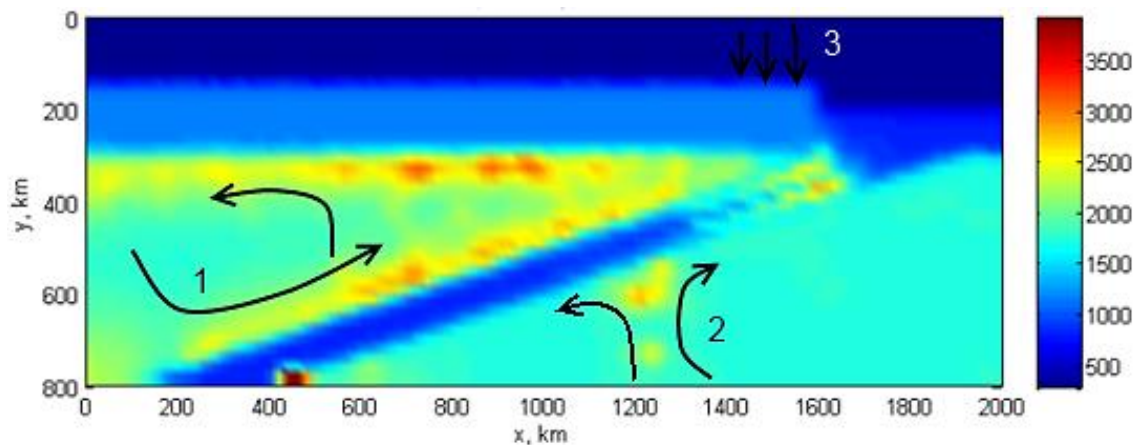
Fuente: Modificado de [Catuneanu \(2004\)](#).

De acuerdo a [Catuneanu \(2004\)](#), las cargas son estáticas y dinámicas. Las cargas estáticas están distribuidas en la sublitosfera (slab pull) y supralitosfera (cargas tectónicas, sedimentos y agua); las cargas dinámicas están únicamente en la sublitosfera pero son atribuidas a flujos astenosféricos termo-inducidos y del tipo flujos que se desplazan sobre la litosfera “corner flow”. En la **Figura 24** se muestran los tipos de carga que afectan la deflexión y su interacción entre sí, ya que en condiciones naturales todas podrían interactuar al durante una misma época.

La **Figura 23** muestra una acumulación de esfuerzos en la dirección de la gravedad sobre la litosfera oceánica indicando que en las primeras etapas del modelamiento la topografía es negativa, estas acumulaciones se encuentran aproximada a una distancia de 500 km desde la trinchera. Esta distribución de esfuerzos causados por flujos astenosféricos es el principal indicio de topografía dinámica y su dependencia con el ángulo de subducción de la litosfera oceánica, además se comprueba matemáticamente los enunciados de [Catuneanu \(2004\)](#) acerca de los ‘corner flow’.

En el modelo planteado para los objetivos de este trabajo se parte de un estado inicial de placa ya en subducción a 45 grados de inclinación; matemáticamente el modelo debe ajustar todas las ecuaciones para una distribución de las constantes en el instante de tiempo (geológico) $t_g = 40$ Ma, este tiempo corresponde matemáticamente a $t_0 = 0$ segundos, consecuentemente el tiempo final del modelo es de $t_f = 40 \times 365.25 \times 24 \times 3600 \times 10^6$ segundos.

Figura 25. Distribución de la temperatura $t_m = 40-30$ Ma

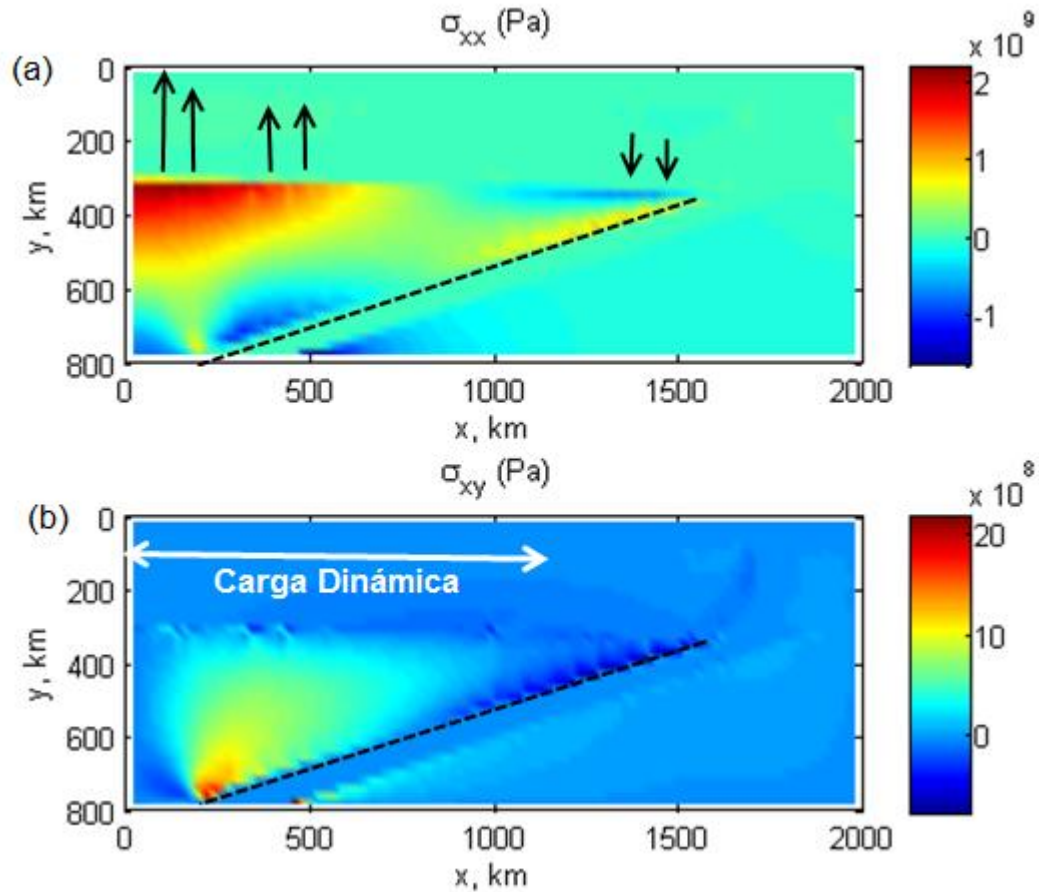


La distribución de temperaturas de la **Figura 25** muestra (1) una carga dinámica con 'corner flow' a gran escala causando una transferencia de calor por convección más cerrada hacia la trinchera y débil hacia el continente. Además en (2) se observa un evento de ascenso térmico el cual se sugiere únicamente como un evento físico-matemático del modelo implementado. En (3) la carga dinámica inicia a provocar una flexura de aproximadamente -230 metros sobre las zonas alejadas una longitud menor a 200 km de la trinchera.

Un aspecto importante de la distribución de esfuerzos en el tiempo geológico se debe a la disminución y concentración en las zonas más alejadas a partir de la trinchera oceánica. Para $t_m = 40$ Ma (**Figura 23**) los esfuerzos estaban concentrados en la subducción, en $t_m = 10-0$ Ma (**Figura 26**) los esfuerzos sobre la subducción son

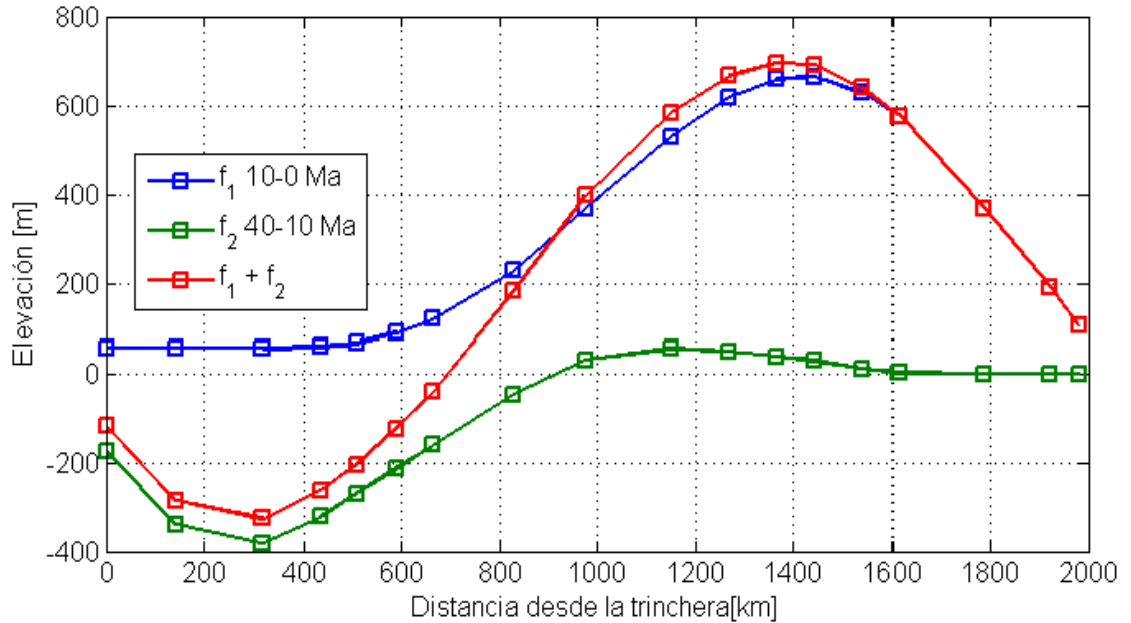
moderados y del orden de 1GPa, mientras que para una zona alejada (1300 km) de la trinchera los esfuerzos son del orden de los 3 GPa.

Figura 26. Distribución esfuerzos principales (σ_{xx}) y de cizalla (σ_{xy}) $t_m=10-0$ Ma



La carga dinámica actual sobre una extensión aproximada de 1300 kilómetros, siendo máxima a una distancia de 1000-1300 kilómetros medidos desde la trinchera (Figura 27).

Figura 27. Topografía dinámica calculada $t_m = 40-0$ Ma



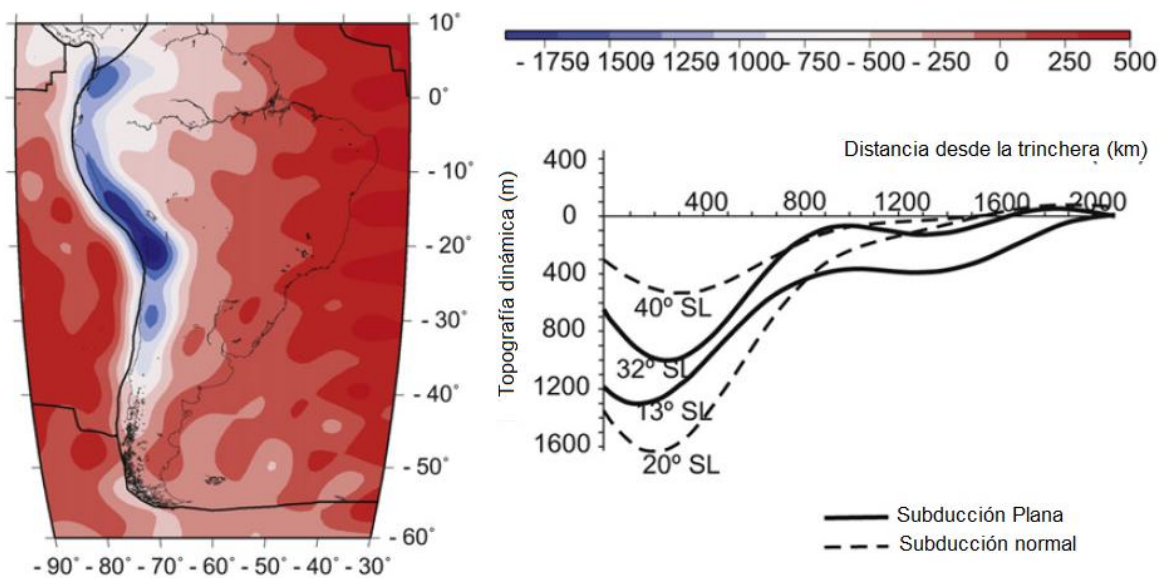
Según lo enunciado por [Catuneanu \(2004\)](#) y [Allen y Allen \(2005\)](#) los mecanismos (Carga tectónica, carga dinámica) pueden actuar de manera simultánea en cierto momento del tiempo geológico. Si la flexura causada por los mecanismos es una función de la distancia, entonces podríamos aproximar de manera cuantitativa la generación de topografía en las cuencas de la forma,

$$f_1(x_i) + f_2(x_i) = F(X). \quad (14)$$

La ecuación (14) es una aproximación al proceso integrado de la generación de cuencas y su respectiva deflexión que da lugar a la topografía actual, siendo la flexura genera por carga tectónica $f_1(x_i)$ un solo factor de la ecuación. En este trabajo se propone usar un factor $-f_2(x_i)$ - el cual representa la deflexión en la litosfera causa por cargas dinámicas (flujo astenosferico termo-inducido); aunque el valor de deflexión por cargas dinámicas es bajo en comparación al de carga tectónica, es importante compensar el valor total y hallar, por consiguiente, una forma más aproximada a la realidad $-F(X)$ - .

Uno de los trabajos más recientes en el cálculo de flexura por la dinámica del manto se hace en [Davila, F.M. y C.Lithgow-Bertelloni \(2013\)](#), en este trabajo se tiene la consideración de analizar un flujo instantáneo. Los resultados muestran topografía dinámica negativa hasta los 800 km a partir de la trinchera y de elevación variable entre 400 m y 1200 m. A mayor ángulo de subducción se nota una deflexión baja cercana a la trinchera en comparación a la ocurrida a unos 1600 km aproximadamente (**Figura 28**).

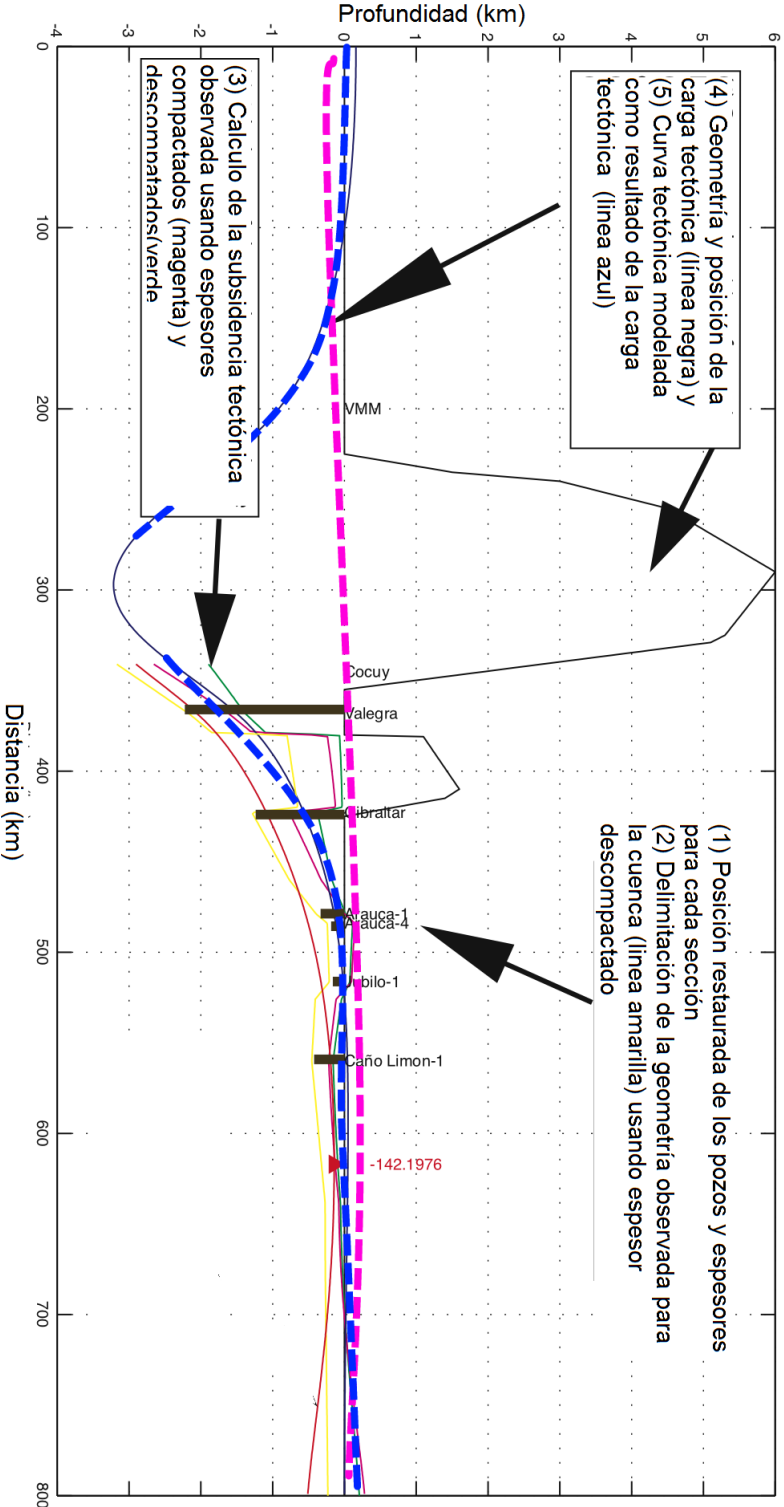
Figura 28. Topografía dinámica para Sudamérica usando un modelo de flujo instantáneo.



Fuente: Modificado de [Davila, F.M. y C.Lithgow-Bertelloni \(2013\)](#)

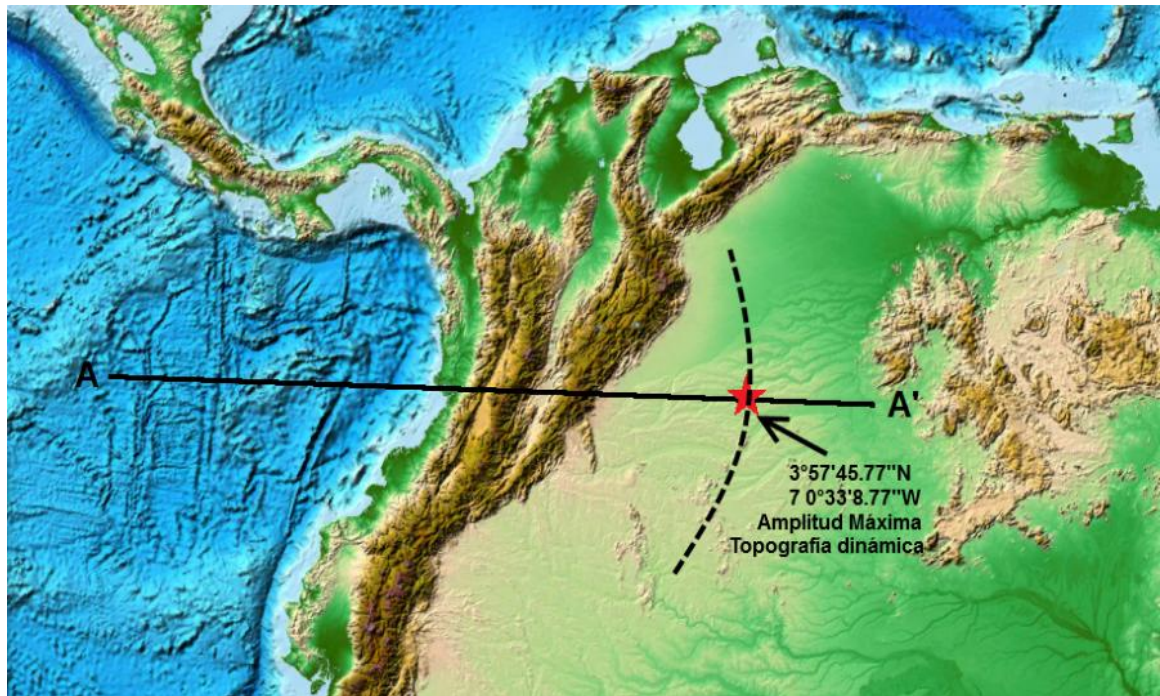
Para Colombia los estudios de flexura son entre otros los propuestos por [Bayona et al., \(2009\)](#), donde los cálculos se realizan a usando carga tectónica y su interacción con una litosfera elástica ($E = 70 \text{ GPa}$, $\nu = 0.25$). Usando la ecuación (14) podemos realizar un cálculo de compensación de la flexura por carga tectónica añadiendo la flexura por carga dinámica según la sección mostrada en la **Figura 29**, en color azul la topografía dinámica calculada, en color magenta la topografía dinámica + flexura por carga tectónica. Siendo el aporte máximo de la topografía dinámica igual a 768.25 m de elevación.

Figura 29. Topografía dinámica + flexura por carga tectónica para Colombia.



Fuente: Modificado y adaptado de Bayona et al., (2009)

Figura 30. Topografía dinámica para Colombia, ubicación de la máxima deflexión y perfil aproximado usado en el modelamiento numérico.



Fuente: Generado de ETOPO1⁷

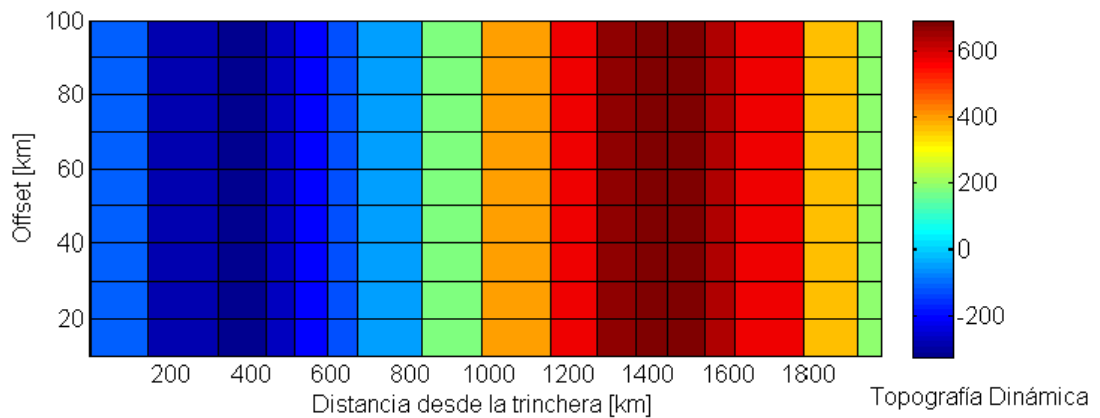
La amplitud máxima de la deflexión se encuentra aproximadamente ~ 3° 57'45.77" N 70° 33'8.77" W a unos 1300 km a partir de la fosa oceánica (**Figura 30**).

⁷ Amante, C. and B.W. Eakins, 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M [access date].

9.1. MODELO GEODINÁMICO DE TOPOGRAFÍA DINÁMICA

Para la sección analizada A-A' sobre Colombia se puede presentar entonces un plano el cual contiene los valores de topografía dinámica y su posible distribución hacia un offset homogéneo de 100 km hacia el norte del eje analizado como se muestra en la **Figura 31**. Esta representación de la topografía dinámica calculada es una aproximación debido a que el modelamiento geodinámico y todo su marco físico-matemático está realizado en dos dimensiones (Profundidad y Largo), donde una tercera dimensión representaría el ancho del modelo y los resultados podrían variar.

Figura 31. Modelo geodinámico de topografía dinámica para 2000 km de longitud desde la trinchera oceánica



10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- En el modelo numérico realizado se evidencia la alta influencia de cargas estáticas por debajo de la subducción (slab pull) presentándose como una acumulación de esfuerzos principales en dirección de la gravedad. Los esfuerzos principales y de corte van disminuyendo con el tiempo y pasan de unos 10^{29} Pa hasta 10^9 Pa.
- La deflexión causada por la topografía dinámica en el modelo numérico es negativa en las primeras etapas (40-30 Ma) y no supera los -280 m de elevación, en la etapa final del modelamiento (10-0 Ma) causa una deflexión positiva, la amplitud máxima de la topografía dinámica es de 768.25 m a una distancia de 1300 km desde la trinchera oceánica (esta amplitud se ubica geográficamente en $3^{\circ} 57'45.77''$ N $70^{\circ} 33'8.77''$ W , departamento Vichada).
- Los modelos geodinámicos comúnmente usan una cuadrícula numérica escalonada lo cual permite trabajar con interpolación de variables para ecuaciones diferenciales con varias incógnitas, por ejemplo para este trabajo la presión, velocidad, temperatura, viscosidad efectiva, etc.
- La topografía dinámica está directamente relacionada con el ángulo de subducción de la litosfera oceánica y el contraste de temperaturas entre la litosfera continental y manto astenosférico.
- La compensación máxima de la deflexión por carga tectónica y aporte por topografía en el modelo de [Bayona et al., \(2009\)](#), tiene una mayor influencia a partir del pozo caño Limon-1 extendiéndose hacia el Este del país.

BIBLIOGRAFÍA

Airy, G.B., On the computation of the Effect of the Attraction of Mountain-Masses, as Disturbing the Apparent Astronomical Latitude of Stations in Geodetic Surveys. Phil. Trans. R. Society of London. 1855. Vol. 145, 101-104.

Allen, P.A., and Allen, J.R., Basin analysis: principles and applications. 2005. 2ed, 594p.

Banks, R.J. and Swain, C., The isostatic compensation of East Africa. Proceedings R. asrt. Society. 1978. A364, 331-352.

Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda G., Aristizabal J. J., Reyes-Harker A., An integrated analysis of an orogen–sedimentary basin pair: Latest Cretaceous–Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogeny and the Llanos foreland basin of Colombia. 2008. Bulletin Geological Society of America , Vol. 120, p. 1171-1197. [[PDF ONLINE](#)] [doi: 10.1130/B26187.1](https://doi.org/10.1130/B26187.1)

Bayona, G., Villamarin, P., Mora, A., Ojeda, G., Cortes, M., Valencia, A., Mahecha, H., Torres, V., Exploratory implications of forebulge geometry and migration in the Llanos Basin. 2009. X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas. Exploración petrolera en las cuencas sub-andinas, pp. 62.

Bercovici, D., Ricard, Y. & Richards, M.A. The relation between mantle dynamics and plate tectonics: A primer. InL The History and Dinamics of Global Plate Motions (eds. M.A. Richards, R.G. Gordon & R.D van der Hilst). 2000. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, Vol. 121, 5-46.

Bittner, D. and Schmeling, H. Numerical modeling of melting processes and induced diapirism in the lower crust. 1995. Geophysical Journal International, Vol. 123, 59–70.

Burg, J.-P. and Gerya, T. V. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps. 2005. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 75–95.

Burgess, P.M and Gurnis, M. Mechanisms for the formation of cratonic stratigraphic sequences. 1995. *Earth and Planetary science letters*, Vol. 136, 647-663. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00204-P](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00204-P)

Burgess, P.M., Gurnis, M., Moresi, L.N., Formation of sequences in the cratonic interior of North America by interaction between mantle, eustatic, and stratigraphic processes. 1997. *GSA Bulletin* 108 (12), 1515-1535.

Burgess, P.M. and Moresi, L.N. Modelling rates and distribution of subsidence due to dynamic topography over subduction slabs: is it possible to identify dynamic topography from ancient strata? 1999. *Basin research*, 11, 305-314. [\[PDF\] from researchgate](#)

Catuneanu, O. 2004. Retroarc foreland systems - evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, vol. 38/3, p. 225-242. [\[PDF\] from ualberta.ca](#)

Catuneanu, O., Beaumont, C. and Waschbusch, P. Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the “missing” peripheral bulge. 1997. *Geology*, Vol. 25, 1087-1090. [\[PDF\] from ualberta.ca](#)

Cazenave, A., and Thoraval, C., Mantle dynamics constrained by degree 6 surface topography, seismic tomography and geoid: Inference on the origin of the South Pacific Superswell. 1994. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 122, 219-297.

Clauser, C. and Huenges, E. Thermal conductivity of rocks and minerals. In *Rock Physics and Phase Relations*. AGU Reference Shelf 3. (ed. Ahrens, T. J.), 1995. American Geophysical Union, pp. 105–26.

Coakley, B.C. and Gurnis, M. Far field tilting of Laurentia during the Ordovician and constraints of the evolution of a slab under an ancient continent. 1995. *Journal of geophysical Research*, Vol. 100, 6313-6327.

Conrad, C.P., Lithgow-Bertelloni, C., Louden, K.E., Iceland, the Farallon slab, and dynamic topography of the North Atlantic. 2004. *Geology* 32 (3), 177e180. <http://dx.doi.org/10.1130/G20137.1>.

Cross, T.A. Tectonic controls of foreland basin subsidence and Laramide style deformation, western United States. in: *Foreland Basins* (eds. P.A. Allend & P. Homewood). 1986. Special Publication International Association Sedimentologist, Vol. 8,15-39. [DOI: 10.1002/9781444303810.ch1](https://doi.org/10.1002/9781444303810.ch1)

Daradich, A., Mitrovica, J.X., Pysklywec, R.N., Willett, S.D., Forte, A.M., Mantle flow, dynamic topography, and rift-flank uplift of Arabia. 2003. *Geology* 31, 901-904. [DOI: 10.1130/G19661.1](https://doi.org/10.1130/G19661.1)

Davila, F.M and C.Lithgow-Bertelloni. Dynamic topography in South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 2013, VOL 43 ,p 127 – 144. [DOI: 10.1016/j.jsames.2012.12.002](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.002)

Davies, G.F. and Richards, M.A. Mantle convection. 1992. *Journal of geology*, 100, 151-206. [\[PDF\] from JSTOR](#)

Gerya, V. T., Introduction to numerical geodynamical modelling. Cambridge University Press. 2010. pp. 358. [New York. ISBN: 9780521887540](https://doi.org/10.1017/9780521887540)

Gerya, T. V. and Yuen, D. A. Robust characteristics method for modeling multiphase visco-elasto-plastic thermo-mechanical problems. 2007. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vo. 163, 83–105. [DOI: 10.1016/j.pepi.2007.04.015](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2007.04.015)

Gurnis, M. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of continents. *Nature*. 1988. Vol 332, pp. 695-699. [doi:10.1038/332695a0](https://doi.org/10.1038/332695a0)

Gurnis, M. Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. *Science*. 1992. Vol. 255, 1556-1558. [DOI. 10.1126/science.255.5051.1556](https://doi.org/10.1126/science.255.5051.1556).

Gustafsson, B. High Order Finite-Difference Methods for Time-dependent PDE. Springer-Verlag. 2008. Springer. Springer Series in Computational Mathematics, Vol. 38 [[Researchgate](#)]

Hager, B.H. & Clayton, R.W. Constraints on the structure of mantle convection using seismic observations, flow models, and the geoid. In: *Mantle convection* (ed. By R.W. Peltier), 1989. Gordon and Breach, New York. 657-763.

Hamilton, E.L. Sunken Islands of the Mid-Pacific Mountains. *Geology Society America*. 1956, Mem. 64.

Kay, M. North American Geosynclines. *Geological society of America memoir*. 1951. Vol. 48.

Lithgow-Bertelloni, C., Gurnis, M. Cenozoic subsidence and uplift of continents from time-varying dynamic topography. 1997. *Geology* 25 (8), 735-738.

Lithgow-Bertelloni, C., Silver, P.G. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. 1998. *Nature* 395 (6699), 269-272.

Liu, L., Spasojevic, S., Gurnis, M. Reconstructing Farallon plate subduction beneath North America back to the Late Cretaceous. 2008. *Science* 322, 934-938. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1162921>.

Lynch, D. R. *Numerical Partial Differential Equations for Environmental Scientists and Engineers: A Practical First Course*. 2005. Springer-Verlag.

Mitrovica, J.X., Beaumont, C. y Jarvis G.T. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics*. 1989. 1079-1094.

Patankar, S. V. Numerical Heat Transfer and Fluid Flow. 1980. McGraw-Hill.

Prieto G., Beroza G., Barrett S., López G., Florez M. Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics. *Tectonophysics*, 2012, 570–571, 42–56.

Pysklywec, R.N., Mitrovica, J.X. The role of subduction-induced subsidence in the evolution of the Karoo Basin. 1999. *Journal of Geology* 107, 155-164.

Ricard, Y., Chambat, F., Lithgow-Bertelloni, C. Gravity observations and 3D structure of the Earth. 2006. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Comptes Rendus Geoscience*. 338, 992-1001.

Richards, M.A., Hager, B.H. Geoid anomalies in a dynamic earth. 1984. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, 5987-6002.

Sloss, L.L. Stratigraphic models in exploration. *Journal of sedimentary petrology*. 1950. Vol. 32, 415 – 422.

Schmidt, M. W. and Poli, S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. 1998. *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 361–79.

Taboada A., Rivera L., Fuenzalida A., Cisternas A., Philip H., Bijwaard H., Olaya J., Rivera C. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 2000, Vol.. 19 (5), 787-813.

Turcotte, D. L., Schubert, G. *Geodynamics*. 2002. Cambridge University Press. pp 863.

Turcotte, D.L., D.C. McAdoo, y J.G. Caldwell. An elastic-perfectly plastic analysis of the bending of the lithosphere at trench, *Tectonophysics*. 1978, Vol. 47, 193-2005.

Vening-Meinesz, F.A., Gravity over the Hawaiian Archipelago and over Madeira area. 1941. Proceedings Netherlands Acad, Wetensia. pp 44.

Watts, A.B., Karner, G.D and Steckler, M.S. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. Phil. Trans. R. Society London. 1982. A305, 249-281.

Watts, A.B. Isostasy and flexure of the lithosphere. 2001. Cambridge university Press, Cambridge. 551 pp cm. [DOI: 10.2277/0521006007](https://doi.org/10.2277/0521006007)

Zhong, S. J., Yuen, D. A. and Moresi, L. N. Numerical methods in mantle convection. 2007. In Bercovici, D. (ed.) Treatise in Geophysics, Vol. 7, (editor-in-chief: Gerard Schubert), Elsevier, pp. 227–52.