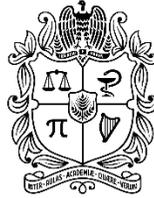


**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA**

**FACULTAD DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS**



**UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
DE COLOMBIA**

**Tesis de grado**

**ESTIMACIÓN DE LA ZONA DORADA DE HIDROCARBUROS A NIVEL MUNDIAL**

**Presentado por:**

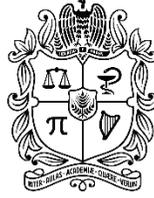
**Alejandra Josefina Angulo Montenegro**

**Bogotá, Colombia**

**2021**

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA**

**FACULTAD DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS**



**UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
DE COLOMBIA**

**Tesis de grado**

**ESTIMACIÓN DE LA ZONA DORADA DE HIDROCARBUROS A NIVEL MUNDIAL**

**Presentado por:**

**Alejandra Josefina Angulo Montenegro**

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

**Magister en Ciencias Geología**

Una firma manuscrita en tinta que parece decir "Carlos Vargas" sobre una línea horizontal.

**Director de Proyecto**

**Dr. Carlos A. Vargas J.**

**Bogotá, Colombia**

**2021**

## **AGRADECIMIENTOS**

Primero a Dios, por permitirme completar este logro profesional.

Al profesor Carlos Vargas, por su apoyo, colaboración y supervisión durante el desarrollo de este proyecto.

A la Universidad Nacional de Colombia, por permitirme reingresar y poder culminar mi plan de estudio.

Al Ingeniero Geofísico Eduardo Olivero, un amigo que siempre está para ayudarme y darme su mejor aporte como profesional.

A mis padres, hermanas, esposo e hijos. En ustedes siempre encuentro el soporte, ayuda y comprensión necesarios.

# TABLA DE CONTENIDO

<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>vi</b>
<b>LISTA DE TABLAS.....</b>	<b>xi</b>
<b>RESUMEN .....</b>	<b>xii</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>xiv</b>
<b>1. CAPITULO I: GENERALIDADES .....</b>	<b>- 16 -</b>
<b>1.1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>- 16 -</b>
<b>1.2. OBJETIVOS .....</b>	<b>- 17 -</b>
1.2.1. <i>Objetivo general.....</i>	<i>- 17 -</i>
<b>2. CAPITULO II: MARCO TEÓRICO .....</b>	<b>- 18 -</b>
<b>2.1. CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE .....</b>	<b>- 18 -</b>
<b>2.2. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS.....</b>	<b>- 19 -</b>
<b>2.3. PROFUNDIDAD DE CURIE .....</b>	<b>- 20 -</b>
<b>2.4. GRADIENTE GEOTÉRMICO TERRESTRE .....</b>	<b>- 20 -</b>
<b>2.5. ZONA DORADA.....</b>	<b>- 21 -</b>
<b>3. CAPITULO III: ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE CURIE Y ZONA DORADA A NIVEL MUNDIAL.....</b>	<b>- 27 -</b>
<b>3.1. METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE CURIE (CPD).....</b>	<b>- 27 -</b>
3.1.1. <i>Datos .....</i>	<i>- 31 -</i>
3.1.2. <i>Descripción del código para el cálculo del mapa de profundidad de Curie usando el análisis espectral de mapas de anomalías magnéticas.....</i>	<i>- 33 -</i>
<b>3.2. METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO A PARTIR DEL MAPA DE PROFUNDIDADES DE CURIE .....</b>	<b>- 36 -</b>
<b>3.3. METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DEL MAPA DE ZONA DORADA A PARTIR DEL GRADIENTE OBTENIDO POR EL MÉTODO MAGNÉTICO .....</b>	<b>- 36 -</b>
<b>3.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....</b>	<b>- 40 -</b>
3.4.1. <i>Mapa global de profundidad de Curie.....</i>	<i>- 40 -</i>
3.4.2. <i>Mapa global de gradiente geotérmico obtenido por el método magnético .....</i>	<i>- 46 -</i>
3.4.3. <i>Mapa global de Zona Dorada a partir del gradiente geotermico obtenido por el método magnético - 47 -</i>	<i>- 47 -</i>
<b>4. CAPITULO IV: ESTIMACIÓN DE LA ZONA DORADA A NIVEL MUNDIAL A PARTIR DE DATOS DE GRADIENTE GEOTÉRMICO. ....</b>	<b>- 49 -</b>
<b>4.1. METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO A PARTIR DE DATOS GLOBALES- 49 -</b>	<b>49 -</b>
4.1.1. <i>Datos .....</i>	<i>- 49 -</i>
<b>4.2. METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE LA ZONA DORADA A PARTIR DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO OBTENIDO POR EL MÉTODO DE INTERPOLACIÓN.....</b>	<b>- 50 -</b>
<b>4.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....</b>	<b>- 51 -</b>
4.3.1. <i>Mapa global de gradiente geotérmico obtenido por el método de interpolación .....</i>	<i>- 51 -</i>
4.3.2. <i>Mapa global de Zona Dorada a partir del gradiente geotermico obtenido por el método de interpolación.....</i>	<i>- 52 -</i>

<b>5. CAPITULO V: ESTIMACIÓN DE LA ZONA DORADA A NIVEL MUNDIAL MEDIANTE UNA INTEGRACION DE DATOS DE GRADIENTE GEOTÉRMICO Y PROFUNDIDAD DE CURIE .....</b>	<b>- 54 -</b>
5.1. <i>METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO A PARTIR DE DATOS DE DATOS GLOBALES INTEGRADOS CON LOS RESULTADOS PREVIOS DE GRADIENTE GEOTÉRMICO POR EL MÉTODO MAGNÉTICO .....</i>	<i>- 54 -</i>
5.2. <i>METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE LA ZONA DORADA A PARTIR DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO CALIBRADO .....</i>	<i>- 55 -</i>
5.3. <i>RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....</i>	<i>- 57 -</i>
5.3.1. <i>MAPA GLOBAL DE GRADIENTE GEOTÉRMICO CALIBRADO .....</i>	<i>- 57 -</i>
5.3.2. <i>MAPA GLOBAL DE ZONA DORADA A PARTIR DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO CALIBRADO .....</i>	<i>- 58 -</i>
<b>6. CAPITULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....</b>	<b>- 128 -</b>
6.1. <i>CONCLUSIONES.....</i>	<i>- 128 -</i>
6.2. <i>RECOMENDACIONES .....</i>	<i>- 130 -</i>
<b>7. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>- 131 -</b>
<b>APENDICE A: Mapas de zona dorada por regiones con escala menor .....</b>	<b>- 158 -</b>

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Descomposición vectorial del campo geomagnético. .... - 19 -
- Figura 2. Ilustración de una cuenca sedimentaria segmentada en zonas ..... - 22 -
- Figura 3. Zonas termales para cuencas siliclásticas. Distribución de los volúmenes..... - 24 -
- Figura 4. Mapa de anomalías magnéticas EMAG3v2, resolución 2 minutos, referenciado a 4km de altitud m.s.n.m. Tomado de Meyer et al. (2017) ..... - 32 -
- Figura 5. Mapa mundial de anomalías magnéticas (unidades en nT) de EMAG2v3: ..... - 33 -
- Figura 6. Espectros e intervalos de número de ondas para estimar la profundidad de Curie. Izquierda el ajuste en las zonas de frecuencias medias a altas (longitudes de onda menores) para obtener la profundidad del techo de la fuente magnética  $Z_t$ ; derecha el ajuste en las zonas de baja frecuencia (altas longitudes de onda) para calcular la profundidad del centroide de la fuente magnética  $Z_o$ ; en rojos las líneas del ajuste por mínimos cuadrados correspondiente. .... - 34 -
- Figura 7. Tamaños de las ventanas a lo largo de la zona de estudio. .... - 35 -
- Figura 8. Mapa mundial de espesor de sedimentos (unidades en Km), obtenido de la integración de datos. .... - 38 -
- Figura 9. Representación gráfica de los escenarios considerados para la presencia de Zona Dorada; profundidad estimada con gradiente geotérmico de 25 °C/km, considerado valor promedio en los primeros 3 a 5 km de la corteza terrestre de acuerdo DiPietro (2013). .... - 39 -
- Figura 10. Mapa de profundidad de Curie (unidades en Km), estimado por el método magnético. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. (A) norte de la Dorsal Oceánica del Pacífico Oriental, (B) Cratón de Norteamérica, (C) Suramérica, (D) norte de la Dorsal Oceánica Meso Atlántica, (E) Dorsal Oceánica Meso Ártica, (F) África norte y central, (G) Cratón de Sureste África, (H) Cratón Indio, (I) Cratón Siberiano, (J) Cratón de Australia Occidental. .... - 41 -
- Figura 11. Mapa de cratones del mundo con sus edades geológicas de formación, imagen tomada de [https://es.wikipedia.org/wiki/Crat%C3%B3n#mediaviewer/File:Cratons\\_IT.svg](https://es.wikipedia.org/wiki/Crat%C3%B3n#mediaviewer/File:Cratons_IT.svg). Último acceso 2 de mayo de 2020. .... - 42 -
- Figura 12. Errores porcentuales asociados al Mapa de profundidad de Curie. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. .... - 43 -

- Figura 13. Mapa mundial de Profundidad de Curie (unidades en Km) generado a partir de los resultados obtenido por Li et al. (2017) con datos de anomalías magnéticas del modelo EMAG2. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. .... - 45 -
- Figura 14. Gráfico de los mapas de Profundidad de Curie. Ordenadas: Li et al. (2017). - 45 -
- Figura 15. Mapa de gradiente geotérmico (unidades en °C/Km) obtenido a partir de las profundidades de Curie (ecuación 3.2.1). Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. .... - 47 -
- Figura 16. Mapa de presencia de Zona Dorada, estimado a partir de la profundidad de Curie. Los puntos corresponden a la ubicación de campos gigantes de gas y aceite en el mundo, los rosados son los campos fuera de la Zona Dorada estimada y los rojos se encuentran dentro de la Zona Dorada. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. .... - 48 -
- Figura 17. Ubicación de los datos de gradiente geotérmico (unidades en °C/Km) recopilados a nivel mundial. Las líneas punteadas moradas son los límites de placas tectónicas.- 50 -
- 
- Figura 18. Mapa de gradiente geotérmico (unidades en °C/Km) obtenido por el método de interpolación. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. .... - 52 -
- Figura 19. Mapa de presencia de Zona Dorada, estimado a partir del gradiente geotérmico obtenido por el método de interpolación. Los puntos corresponden a la ubicación de campos gigantes de gas y aceite en el mundo, los rosados son los campos fuera de la Zona Dorada estimada y los rojos se encuentran dentro de la Zona Dorada. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas ..... - 53 -
- Figura 20. (A) Variograma de los datos de gradiente geotérmico en las direcciones de mayor (N70°E) y menor (N30°W) anisotropía. (B) Mapa variografico de los datos de gradiente geotérmico. Todas las unidades de distancia están expresadas en metros (m). .... - 55 -
- Figura 21. Mapa de gradiente geotérmico calibrado (unidades en °C/Km). Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. .... - 58 -
- Figura 22. Mapa de presencia de Zona Dorada, estimado a partir del mapa del Gradiente geotérmico corregido. Los puntos corresponden a la ubicación de campos gigantes de gas y aceite en el mundo, los rojos son los campos dentro de la Zona Dorada estimada y los rosados se encuentran fuera de la Zona Dorada. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. .... - 59 -

Figura 23. Mapa de profundidad del Tope de la Zona Dorada a nivel mundial (unidades en m), estimado a partir del mapa de Gradiente geotérmico corregido. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. ....	- 61 -
Figura 24. Mapa de profundidad de la Base de la Zona Dorada a nivel mundial (unidades en m), estimado a partir del mapa de Gradiente geotérmico corregido. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. ....	- 61 -
Figura 25. (A) Profundidad promedio de No. de campos y Volumen total de acumulaciones (EUR), datos tomados de Horn (2005), (B) Profundidad promedio de No. de campos y producción total de petróleo, datos tomados de Moody (1975). ....	- 62 -
Figura 26. Mapa de espesores la Zona Dorada a nivel mundial (unidades en m), estimado a partir del mapa de Gradiente geotérmico corregido. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. ....	- 63 -
Figura 27. Mapa de Zona Dorada y las regiones definidas por Mann (2001) y (2003) representadas con polígonos naranja. Las letras en cada polígono indican el nombre de las regiones definidas de acuerdo a la tabla 1. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. ....	- 64 -
Figura 28. Mapa de Zona Dorada con las ubicaciones de los campos gigantes de aceite y gas en el mundo (punto rojos y rosados corresponden a campos dentro y fuera de la Zona Dorada respectivamente), las regiones definidas por Mann (2001) y (2003) están representadas con polígonos naranja, las definidas a partir de modificadas a las originales de Mann (2001) y (2003) con polígonos rojos y las nuevas definidas en este trabajo con color rosado. Las letras en cada polígono indican el nombre de las regiones definidas de acuerdo a la tabla 2. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. ....	- 65 -
Figura 29. Elementos Tectónicos de la Región (A) Ladera Norte de Alaska y Delta Mackenzie. ....	- 89 -
Figura 30. Elementos Tectónicos de la Región (B) Archipiélago Ártico Canadiense ....	- 90 -
Figura 31. Elementos Tectónicos de la Región (C) Montañas Rocosas. ....	- 91 -
Figura 32. Elementos Tectónicos de la Región (D) Sur de California. ....	- 92 -
Figura 33. Elementos Tectónicos de la Región (E) Cuenca Anadarko y Pérmica. ....	- 93 -
Figura 34. Elementos Tectónicos de la Región (F) Golfo de México. ....	- 94 -
Figura 35. Elementos Tectónicos de la Región (G) Los Apalaches. ....	- 95 -
Figura 36. Elementos Tectónicos de la Región (H) Norte de Sur América. ....	- 96 -

Figura 37. Elementos Tectónicos de la Región (I) Noreste de Brasil .....	- 97 -
Figura 38. Elementos Tectónicos de la Región (J) Los Andes Centrales.....	- 98 -
Figura 39. Elementos Tectónicos de la Región (K) Brasil .....	- 99 -
Figura 40. Elementos Tectónicos de la Región (L) Sur de Los Andes .....	- 100 -
Figura 41. Elementos Tectónicos de la Región (M) Mar del Norte .....	- 101 -
Figura 42. Elementos Tectónicos de la Región (N) Suroeste de Europa .....	- 102 -
Figura 43. Elementos Tectónicos de la Región (O) Noroeste de África y Mar Mediterráneo-	103 -
Figura 44. Elementos Tectónicos de la Región (P) Oeste de África .....	- 104 -
Figura 45. Elementos Tectónicos de la Región (Q) Europa Central .....	- 105 -
Figura 46. Elementos Tectónicos de la Región (R) Sureste de Europa.....	- 106 -
Figura 47. Elementos Tectónicos de la Región (S) Anatolia/ Mar Egeo .....	- 107 -
Figura 48. Elementos Tectónicos de la Región (T) Mar de Barents .....	- 108 -
Figura 49. Elementos Tectónicos de la Región (U) Montañas Urales .....	- 109 -
Figura 50. Elementos Tectónicos de la Región (V) Cáucaso Norte- Mar Negro.....	- 110 -
Figura 51. Elementos Tectónicos de la Región (W) Oeste de Siberia .....	- 111 -
Figura 52. Elementos Tectónicos de la Región (X) Caspio Medio y Sur - Kopet Dag. -	112 -
Figura 53. Elementos Tectónicos de la Región (Y) Península Arábrica /Golfo Pérsico -	113 -
Figura 54. Elementos Tectónicos de la Región (Z) India/Pakistán .....	- 114 -
Figura 55. Elementos Tectónicos de la Región (AA) Noroeste de China .....	- 115 -
Figura 56. Elementos Tectónicos de la Región (AB) Sureste de la Plataforma Siberiana.....-	116 -
Figura 57. Elementos Tectónicos de la Región (AC) Noreste de China .....	- 117 -
Figura 58. Elementos Tectónicos de la Región (AD) Sureste de China.....	- 118 -
Figura 59. Elementos Tectónicos de la Región (AE) Mar de la China Meridional .....	- 119 -

Figura 60. Elementos Tectónicos de la Región (AF) Sur de China .....	- 120 -
Figura 61. Elementos Tectónicos de la Región (AG) Oeste de Birmania, Bangladés, Noreste de India y Golfo de Bengala .....	- 121 -
Figura 62. Elementos Tectónicos de la Región (AH) Sunda.....	- 122 -
Figura 63. Elementos Tectónicos de la Región (AI) Sajalín .....	- 123 -
Figura 64. Elementos Tectónicos de la Región (AJ) Japón.....	- 124 -
Figura 65. Elementos Tectónicos de la Región (AK) Nueva Guinea.....	- 125 -
Figura 66. Elementos Tectónicos de la Región (AL) Noroeste de Australia .....	- 126 -
Figura 67. Elementos Tectónicos de la Región (AM) Sur de Australia .....	- 127 -

## **LISTA DE TABLAS**

Tabla 1. Regiones definidas por Mann (2001) y (2003) indicadas en la figura 27 .....	- 66 -
Tabla 2. Regiones definidas por Mann (2001) y (2003) y modificas indicadas en la figura 28 .....	- 67 -
Tabla 3 Descripción de las regiones listadas en la Tabla 2 .....	- 70 -

## **RESUMEN**

### **ESTIMACIÓN DE LA ZONA DORADA DE HIDROCARBUROS A NIVEL MUNDIAL**

La presencia de secuencias sedimentarias ubicadas en diversos contextos geotectónicos, donde prevalecen intervalos sedimentarios con rangos de temperatura entre 60-120°C, han permitido identificar patrones de reservorios de hidrocarburos de importancia económica. Este patrón ha sido denominado Zona Dorada por Buller et al. (2005) y Nadeau (2011) y hace referencia a una hipótesis de coexistencia de un sistema petrolífero con trampas de hidrocarburos que garantizan mínima degradación o transformación de la materia orgánica. A medida que aumentan las observaciones puntuales reportadas, la distribución de cinturones de la Zona Dorada en el mundo se precisa y permite configurar mapas que ayudan a identificar zonas de mayor potencial y efectividad del ejercicio exploratorio.

La Profundidad de Curie representa la profundidad a la cual las rocas pierden sus propiedades magnéticas, esto ocurre a temperaturas entre los 550°C y 580°C (Turcotte y Schubert, 2002). En este trabajo se estimó un modelo global de profundidad de Curie a partir de una inversión de anomalías magnéticas con datos del grid EMAG2v3, utilizando la técnica del espectro radial de potencia promediado. Los resultados de profundidad de Curie obtenidos están en un rango de 10 a 50 km, observándose en promedio, valores menores en la zona oceánica respecto a la zona continental; con estos resultados de profundidad de Curie se estimó un modelo global de gradiente geotérmico. Por otro lado, se compiló una base mundial de datos de gradientes geotérmicos que permitió estimar un modelo global de distribución y variaciones laterales, mediante la integración de mediciones reales de gradiente geotérmico con los resultados previos de la inversión de anomalías magnéticas, obteniéndose resultados de gradientes geotérmicos que oscilan entre aprox. 10-90 km/°C.

Adicionalmente, la estimación de la Zona Dorada tuvo en cuenta el mapa GlobSed (Straume et al. 2019) que tiene datos de espesores sedimentarios actualizados para áreas oceánicas y mares marginales, así como otros conjuntos de datos e información puntual reportada en literatura para áreas continentales y oceánicas. En general, los resultados de este

estudio muestran que los intervalos de la Zona Dorada varían en diferentes ambientes tectónicos, encontrándose entre los 500 a 5000 m.

**Palabras claves:** gradiente geotermal; profundidad de Curie; Zona dorada; cuencas sedimentarias; distribución de hidrocarburos.

## **ABSTRACT**

### **GLOBAL DISTRIBUTION OF THE HYDROCARBONS GOLDEN ZONE**

The presence of sedimentary sequences located in diverse geotectonic contexts that prevail with temperatures ranging between 60-120°C has permitted the identification of hydrocarbon reservoir patterns of economic importance. Those patterns named as the Golden Zone by Buller et al. (2005) and Nadeau (2011), refer to a hypothesis of coexistence of a petroleum system with traps that guarantee minimal degradation or transformation of hydrocarbons. By real data incorporation from regional observations, the precision on the mapping of global Golden Zone distribution will improve, helping to distinguish zones of relevant hydrocarbon potential and improving exploration effectiveness.

The Curie Point Depth (CPD), which represents the depth at which the ferromagnetic minerals lose their magnetic properties (approx. 580°C for magnetite). A CPD worldwide was estimated using the EMAG2v3 grid by applying the radial averaged power spectrum technique. The CPD results varying between 10 to 50 km, showing lower values on oceanic zones, a global model of geothermal gradient was estimated by those CPD results. On the other side, a world database of geothermal gradients was compiled to estimate a global model of distribution and lateral variations, by integrating real data of geothermal gradient with the previous results of the inversion of magnetic anomalies, obtaining geothermal gradient results ranging from approx. 10-58 km / °C.

Additionally, we used a global map of sedimentary thickness supported on datasets coming from oceanic areas and marginal seas (Straume et al., 2019), as well as other observations reported in the literature for continental and oceanic areas. In general, we found that the Golden Zone interval varies in different geotectonic settings, ranging between approx. 500 a 5000 m.

**Keywords:** geothermal gradient ; Curie Point Depth ; Golden Zone ; Sedimentary Basins ; Hydrocarbon pattern distribution

## 1. CAPITULO I: GENERALIDADES

### *1.1. Introducción.*

El aumento actual en la demanda mundial de energía, sumado a una disminución en la tasa de descubrimientos de grandes yacimientos de combustibles fósiles, ha conducido a buscar nuevas herramientas que permitan una investigación orientada al estudio de la ubicación de los recursos energéticos disponibles.

“Golden Zone” (*Zona Dorada* en español), concepto introducido por Buller et al. (2005) y Nadeau (2011), corresponde a una propuesta verificada empíricamente con datos de reservorios de aceite y gas a nivel mundial, que muestra que la zona donde se ubican los yacimientos de hidrocarburos en cuencas sedimentarias en el mundo se controla principalmente en función de la temperatura. De acuerdo a observaciones sobre reservorios reportados, el 90% de los yacimientos de hidrocarburos a nivel mundial se encuentran en el rango 60°C a 120°C.

La Zona Dorada al estar controlada por las variaciones de temperatura con la profundidad, puede ser inferida por estimaciones de las profundidades de Curie a partir de anomalías magnéticas EMAG3v2 y complementado con información mundial sobre gradiente geotérmico. La profundidad de Curie se define como la profundidad a la cual los minerales magnéticos pierden su magnetismo remanente debido a que alcanzan temperaturas iguales o superiores a su punto de Curie. Vargas et al. (2015) e Idarraga et al. (2017) realizaron estimaciones de las profundidades de Curie mediante la inversión de anomalías magnéticas utilizando la técnica del espectro radial de potencia promediado con base en el método del centroide para estudios regionales a nivel continental y con dichos resultados estimaron en forma determinística el gradiente geotérmico.

Buller et al. (2005) afirma que el intervalo de profundidad correspondiente a la Zona Dorada puede ser estimado a partir del gradiente geotérmico. En esta tesis se estima su espesor a nivel mundial y se compara con los principales campos de aceite y gas.

## **1.2. Objetivos**

### *1.2.1. Objetivo general*

- Determinar la presencia y estimar el espesor de la Zona Dorada a nivel mundial a partir de datos de gradiente geotérmico obtenidos desde el modelo de anomalías magnéticas de EMAG2v3 e información medida y reportada de gradiente geotérmico.

### *1.1.1. Objetivos específicos*

- Calcular la profundidad de la isoterma de Curie a nivel global, a partir de la inversión de los datos de anomalías magnéticas de EMAG2v3.
- Estimar un mapa de gradiente geotérmico global a partir de datos de la isoterma de Curie. Dicho mapa tendrá como control la compilación global de gradiente geotérmico a partir de información de pozos.
- Estimar un mapa de presencia de Zona Dorada a nivel global.
- Identificar áreas con presencia de sistemas petrolíferos y campos en producción, y extrapolar el concepto hacia áreas sin exploración a partir de la estimación de la Zona Dorada.

## 2. CAPITULO II: MARCO TEÓRICO

### 2.1. Campo Magnético Terrestre

*El campo magnético terrestre tiene dos orígenes, uno interno y otro externo. El campo magnético interno se encuentra en el rango de 0,30 a 0,65 G (Gauss) aproximadamente. Este campo se puede comparar con el correspondiente a un dipolo (como un imán de barra) situado en el centro de la Tierra, cuyo eje está inclinado con respecto a su eje de rotación. El campo magnético interno no es constante y sufre variaciones e inversiones en el tiempo. La imantación inducida depende de la susceptibilidad magnética (k) de una roca o de un mineral y del campo magnético existente. La imantación remanente de una roca se refiere al magnetismo residual de la roca en ausencia de un campo magnético existente y depende de la historia geológica de la roca (Griem y Griem, 2010).*

El campo magnético de la Tierra cambia periódicamente de polaridad. Al cabo de ciertos periodos de duración aleatoria (en el orden de cientos de miles a millones de años), el campo magnético de la Tierra se invierte, el polo norte magnético se convierte en el polo sur magnético, y viceversa. Estas inversiones dejan un registro en las rocas, cuando las rocas muestran el mismo magnetismo que el campo terrestre actual, se dice que tiene polaridad normal, mientras que las rocas que muestran el magnetismo opuesto se dice que tienen polaridad inversa (Tarbuck y Lutgens, 2005), esto permite a los paleomagnetólogos calcular la deriva de los continentes y de los fondos oceánicos en el pasado.

*El campo magnético de origen externo es debido principalmente a la actividad del Sol sobre la ionósfera y la magnetósfera. Este campo externo presenta variaciones periódicas siendo la más importante, la variación diaria con período de 24 horas; también son periódicas la variación lunar, la variación anual. Otras variaciones rápidas de origen externo son las pulsaciones magnéticas, las tormentas magnéticas, los efectos cromosféricos, etc. (Instituto Geográfico Nacional, 2021).*

El campo magnético terrestre es una magnitud de carácter vectorial, con su módulo, dirección y sentido. Se puede descomponer en un sistema cartesiano de coordenadas XYZ en las direcciones N-S, E-O y vertical (Figura 1). La intensidad total del campo ( $\vec{B}$ ) es el módulo del vector y equivale a la suma vectorial de sus proyecciones horizontal (H) y vertical (Z) que están relacionadas a través del ángulo de declinación (D) que forma H con el norte geográfico y del ángulo de inclinación magnética (I) que forman ( $\vec{B}$ ) y H (Instituto Geográfico Nacional, 2021).

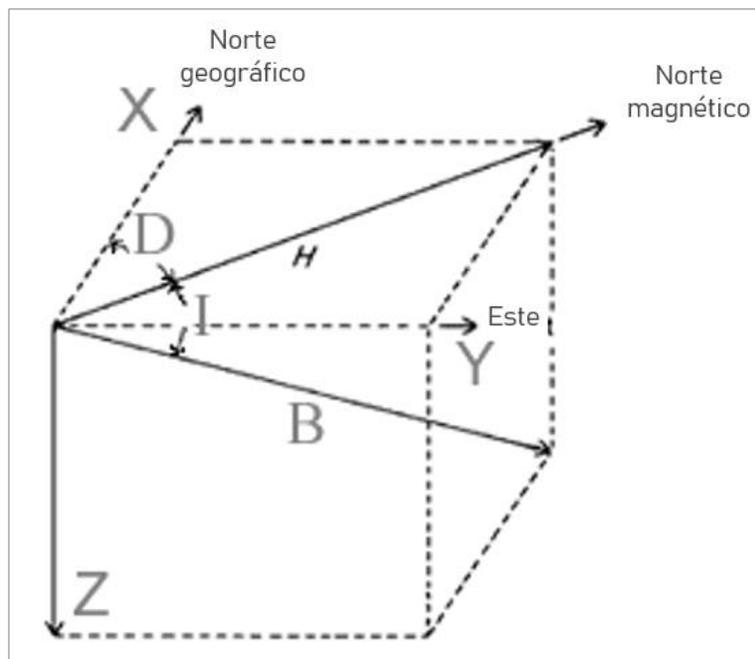


Figura 1. Descomposición vectorial del campo geomagnético.

Modificado de Instituto Geográfico Nacional (2021).

## 2.2. Anomalías Magnéticas

Se conoce por *anomalía magnética* cualquier desviación de la intensidad o inclinación magnética de un valor medio normal. El campo magnético terrestre puede ser afectado por diferentes razones como: actividad solar, presencia de objetos metálicos o por la presencia de estructuras geológicas compuestas de minerales ferromagnéticos.

Las anomalías magnéticas se pueden medir mediante un instrumento llamado magnetómetro, el cual registra valores de campo magnético terrestre, que luego son procesados para obtener las variaciones sobre el valor teórico del campo magnético principal y generar mapas de anomalías magnéticas. Estos mapas permiten definir las variaciones en las propiedades físicas de las rocas y entregan información de la composición de la corteza.

### ***2.3. Profundidad de Curie***

La Profundidad de Curie (Curie Point Depth en inglés, abreviatura CPD en Inglés) es la profundidad donde se alcanza la temperatura de Curie. La Temperatura de Curie es aquella donde los minerales magnéticos pierden su magnetismo, convirtiéndose en paramagnéticos, y varía entre los 550 °C y 580 °C (Turcotte y Schubert, 2002). Este límite entre las unidades geológicas magnéticas y paramagnéticas corresponde a la *Isoterma de Curie* y su profundidad depende de la estructura térmica de la corteza y el manto superior (Belmonte, 2010).

La temperatura de Curie para las regiones continentales es aproximadamente de 580°C (Beardsmore y Cull, 2001). Para minerales como la magnetita es de 580°C pero si contiene titanio se reduce a 300°C. Los minerales ferromagnéticos como andesitas y basaltos alcalinos tienen temperatura de Curie entre 100° a 300°C y las composiciones intermedias a máficas tienen un rango de 300° a 450°C.

### ***2.4. Gradiente Geotérmico Terrestre***

*El Gradiente Geotérmico Terrestre* representa la variación de temperatura con la profundidad en la corteza terrestre, aunque se representa vectorialmente en tres dimensiones ( $\vec{G}$ ), solo se tiene en cuenta la componente vertical ( $\vec{G} = G$ ), debido a que la temperatura aumenta principalmente con la profundidad en el interior de la Tierra (Gouly y Ramdhan, 2012), lo cual simplifica el cálculo del flujo de calor a la componente vertical. La siguiente fórmula presenta su estimación básica a partir de la diferencia de temperaturas respecto al diferencial de profundidad.

$$G = \frac{dT}{dz} = \frac{T_2 - T_1}{Z_2 - Z_1} \quad (2.4.1)$$

Como requerimiento mínimo para su cálculo, se debe medir temperaturas a dos o más profundidades distintas e idealmente una de estas debe ser en la superficie terrestre (Beardsmore y Cull, 2001).

La magnitud del gradiente geotérmico depende de diversos factores como la tasa de producción de calor en profundidad, la dinámica del sistema y la conductividad de las rocas. Los gradientes más altos, de 40 a 80 °C/km, se miden en las dorsales oceánicas o en los arcos de islas donde el magma está cerca de la superficie. Los gradientes más bajos ocurren en zonas de subducción donde la litosfera fría desciende hacia el manto. El gradiente en zonas corteza continental estable varían de 20 a 30 °C/km (Arndt, 2011).

## ***2.5. Zona Dorada***

Bjørkum y Nadeau (1998) basados en hallazgos en la plataforma continental Noruega, encontraron que en rocas sedimentarias a temperaturas mayores a aproximadamente 60°C la cementación del cuarzo y la diagénesis de las arcillas se vuelven factores importantes en la reducción de la porosidad y la permeabilidad, respectivamente, e independientemente del esfuerzo efectivo o presión de fluidos; controlando la migración de fluidos solo dichas reacciones minerales conducidas por la temperatura; sobre los 120 °C esta tasa de pérdida de porosidad es más rápida, acercándose a la requerida para generar altas sobrepresiones de fluidos, lo cual puede resultar en la hidrofractura de las lutitas suprayacentes de baja permeabilidad, produciendo la migración de hidrocarburos. Basados en lo anterior Bjørkum y Nadeau (1998) ilustran la segmentación de una cuenca sedimentaria en función de la temperatura (Figura 2). La temperatura incrementa con la profundidad y los procesos que controlan la presión de fluidos y la migración cambian de compactación mecánica (Zona A) a temperaturas menores de 80 °C, a ser controlados por reacciones de los minerales a temperaturas mayores a los 60 °C, produciéndose como respuesta a la pérdida de porosidad por la cementación, una zona de migración de fluido vertical activo por las hidrofracturas desde las areniscas y limolitas que se encuentran a temperaturas mayores de 120°C (Zone C)

hacia el tope de las litologías de baja permeabilidad (lutitas/lodolitas) (Zona B) que puede extenderse hasta los 60°C.

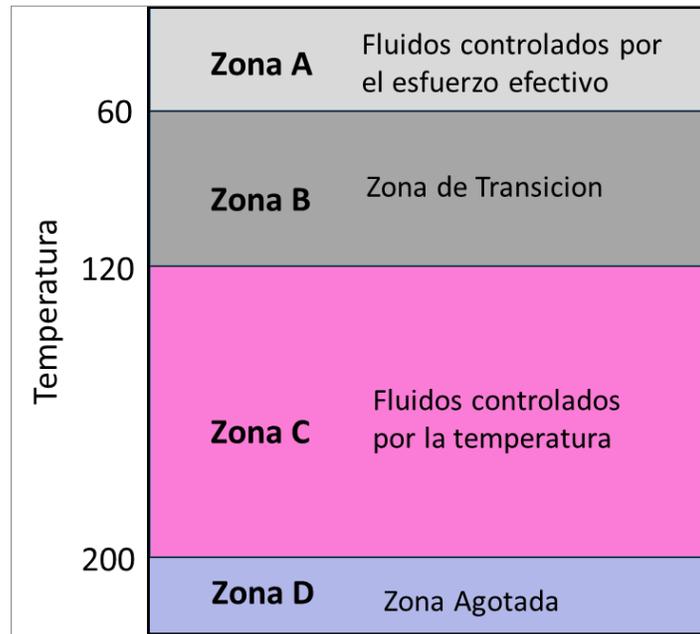


Figura 2. Ilustración de una cuenca sedimentaria segmentada en zonas como función de la temperatura. Modificado de Bjørkum y Nadeau (1998).

Buller et al. (2005) introdujo el concepto de Zona Dorada, mostrando que la ocurrencia de yacimientos de hidrocarburos en cuencas siliciclásticas en el mundo es predecible, principalmente en función de la temperatura. Buller et al. (2005), establece que basado en el análisis del volumen de unas 120.000 acumulaciones probadas de aceite y gas se encontró que el 90% de los yacimientos de gas y aceite en el mundo están presentes en la zona entre 60°C a 120°C y el volumen de hidrocarburos decrece drásticamente fuera de este rango (Figura 2), dicho patrón global es independiente de la ubicación geográfica, tipo de cuenca, edad geológica, tasa de sedimentación, tasa de subsidencia, gradiente geotermal, volumen de hidrocarburo y tamaño de los yacimientos.

Buller et al. (2005) y Nadeau (2011), establecen que la distribución de los hidrocarburos es resultado de su migración desde la roca madre y procesos de migración secundaria, de zonas de sobre-presión hacia zonas con condiciones de acumulación óptimas

en las cuencas, esta última corresponde a la Zona Dorada, y de acuerdo a lo anterior describen un modelo idealizado de migración de fluidos y acumulación de hidrocarburos, el cual consiste de tres zonas (Figura 3) en cuencas siliciclásticas:

- a) Zona de compactación <math><60^{\circ}\text{C}</math>, o zona sellante, donde las temperaturas son menores a los <math>60^{\circ}\text{C}</math> y los volúmenes de hidrocarburos son menores porque esta zona se encuentra en gran parte por encima de la influencia vertical del fracturamiento y re migración, lo anterior porque en la isoterma de <math>60^{\circ}\text{C}</math> se estima que desaparecen las fracturas hidráulicas, porque la permeabilidad de las lutitas no es lo suficientemente baja para permitir la propagación de las fracturas a través de la matriz de la roca.
- b) Zona de acumulación de <math>60^{\circ}\text{C}</math> a <math>120^{\circ}\text{C}</math>, también llamada *Zona Dorada*, es donde se acumula la mayoría del aceite y gas, aquí las porosidades y permeabilidades de los yacimientos de areniscas son todavía bastante altas porque el volumen de cuarzo cementado normalmente llena solo una parte del espacio de poros disponible. Esta es una zona de transición entre el régimen de compactación termo-química de la zona de expulsión a un régimen de compactación mecánica de la zona superior.
- c) Zona de expulsión de <math>120^{\circ}\text{C}</math> a <math>200^{\circ}\text{C}</math>, donde se genera la mayor parte de los hidrocarburos de la roca madre, se caracteriza por altas presiones de poro y bajas permeabilidades. Solo un porcentaje menor de aceite y gas es entrampado aquí porque la mayor parte es expulsado a intervalos de menor temperatura.

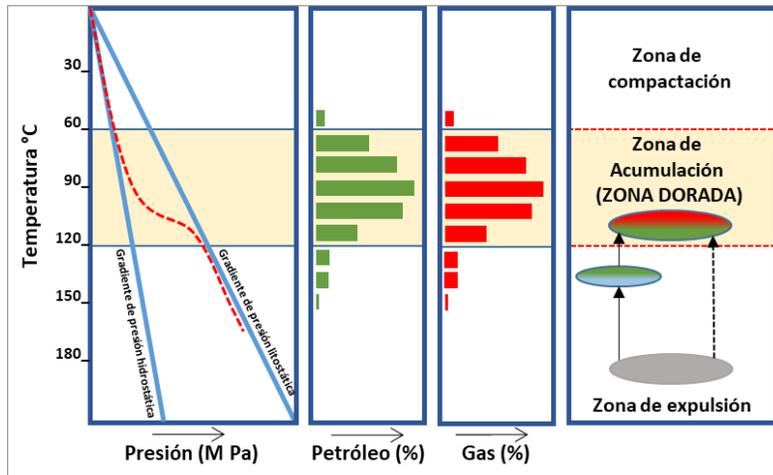


Figura 3. Zonas térmicas para cuencas siliciclásticas. Distribución de los volúmenes de Petróleo y gas en función de la temperatura y presión. Modificado de Buller et al. (2005).

El modelo de segmentación para cuencas siliciclásticas, se ajusta con las ventanas de temperatura para generación de aceite y/o gas, las cuales según reporta Malyshev (2013) para una roca madre con alta concentración de material orgánico que pueda transformarse en petróleo bajo la acción de altas temperaturas, se ubica entre 65 °C a 150 °C para generación de aceite, a temperaturas mayores se genera solo gas. Lo anterior puede variar dependiendo de otras condiciones importantes para la generación de petróleo como lo son la presión y el tiempo. Adicionalmente Feyzullayev y Lerche (2020) en base a un análisis de datos en la Cuenca Caspio Sur, establecieron que la máxima producción de aceite y gas se ubica en el rango de temperatura de 100 °C a 120 °C, y en el rango de temperatura de 50 °C a 70 °C disminuye la producción inicial y reservas probadas de petróleo.

De acuerdo con Buller et al., (2005), se pueden presentar hidrocarburos fuera de la zona de acumulación, asociados a procesos de migración locales hacia niveles superiores desde la zona de acumulación subyacente a través de caminos con permeabilidad apropiada; en estas zonas se puede producir la biodegradación del crudo por el consumo de las bacterias de la porción ligera del petróleo.

Nadeau (2011) establece que los procesos diagenéticos que ocurren con el incremento de la temperatura y la profundidad en cuencas sedimentarias, han tenido un papel principal en la formación de los reservorios convencionales de aceite y/o gas, los cuales alcanzan 2

trillones de barriles de aceite y 12 mil trillones de pies cúbicos de gas, y deben diferenciarse de los reservorios no convencionales como crudo extra pesado, shale gas, etc. Solo el 3% del aceite convencional y 10% de las reservas de gas convencional ocurre en reservorios con temperaturas superiores a 120 °C.

La variación del espesor y profundidad de la Zona Dorada varía de acuerdo al comportamiento del gradiente geotérmico; de acuerdo con Buller et al. (2005) para cuencas sometidas a gradientes geotérmicos extremadamente altos, la Zona Dorada se presentará más cercana a la superficie y con poco espesor, alrededor de 1 a 2 km. En cuencas sometidas a un gradiente geotérmico extremadamente bajo la acumulación se produce en zonas más profundas y con mayor espesor vertical alcanzando de 3 a 4 km. Entonces, conociendo el gradiente geotermal es posible estimar la profundidad de la base y el espesor de la Zona Dorada en cualquier cuenca prospectiva para potencial de hidrocarburos.

La aplicación del concepto de la Zona Dorada puede tener implicaciones en la práctica de las perforaciones en la industria petrolera mundial. Buller et al., (2005) destaca que este concepto indica donde se podrían encontrar las mayores acumulaciones de hidrocarburos contribuyendo a una reducción en los costos de perforaciones en la exploración y mejorando la seguridad; lo anterior debido a que tener un modelo de profundidades de la Zona Dorada permitiría diseñar programas de perforación que consideren las profundidades donde se pueden encontrar condiciones de sobrepresiones con mayor precisión; adicionalmente este concepto permitiría comparar las profundidades verticales de los pozos perforados en una cuenca con respecto la base de la Zona Dorada estimada y contribuiría en la evaluación de las perforaciones por debajo de la base de la Zona Dorada en zonas fronteras inexploradas.

Hurst (2011) presenta el concepto de la Zona Dorada como una herramienta para mejorar la comprensión de las sobrepresiones desarrolladas durante la perforación en su informe sobre el accidente ocurrido en Macondo en el Golfo de México, asociado al derrame en la plataforma petrolera “Deepwater Horizon”. El concepto de la Zona Dorada se basa en el control que tiene la temperatura en la estabilidad de los minerales en las rocas sedimentarias durante el proceso de enterramiento progresivo; por debajo de la Zona Dorada los estratos

son susceptibles a sobrepresiones que pueden producir el desarrollo de fracturas hidráulicas. Este concepto provee una base científica para entender los procesos relevantes asociados a la mitigación de riesgos en la exploración de hidrocarburos. La serie de problemas ocurridos durante la perforación del pozo Macondo 252 #1 se presentaron a un poco menos de los 120°C, la base de la Zona Dorada. El sistema de fracturas naturales abiertas y la expulsión de lodo dieron registro de la presencia de fracturas hidráulicas penetrantes y un gran volumen de estratos con elevadas presiones de poro que pueden mantener la dilatación de la fractura. Hurst (2011) concluye que una mejora en las prácticas de perforación, enfocada en la seguridad durante las perforaciones, debe incluir el mapeo de la distribución de las isotermas de 60°C y 120°C (Zona Dorada), lo cual permitiría una mejor predicción del modelado de distribución de sobrepresiones. La relación entre las isotermas y la presión de poros han sido demostrados anteriormente y son fundamentales para la comprensión y aplicación del concepto de la Zona Dorada para mejorar las prácticas de seguridad en las perforaciones.

### **3. CAPITULO III: ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE CURIE Y ZONA DORADA A NIVEL MUNDIAL**

La profundidad de Curie, la cual corresponde al punto donde se alcanza la temperatura de Curie, es la herramienta empleada en este capítulo para obtener una primera estimación de un mapa global de gradiente geotérmico, dicho mapa permitirá estimar las profundidades correspondientes las isotermas de 60 °C y 120 °C , para posteriormente determinar donde se cumplen las condiciones necesarias para que exista presencia de Zona Dorada. Las metodologías asociadas a las estimaciones realizadas en este capítulo se describen a continuación:

#### ***3.1. Metodología para la estimación de la profundidad de Curie (CPD)***

Para la estimación de la profundidad de Curie mediante un análisis espectral, generalmente se han usado dos métodos (Ravat et al., 2007); el *Método del Pico Espectral*, introducido por Spector y Grant (1970), y el *Método del Centroide*, introducido por Bhattacharyya y Leu (1975a, 1975b, 1977), modificado por Okubo et al. (1985) y Tanaka et al. (1999). En ambos métodos se calcula la profundidad del techo, centro y base de la fuente magnética, a partir del análisis por ventanas del espectro de potencia de las anomalías magnéticas, después de transformarlo al dominio de frecuencia mediante la Transformada de Fourier.

El método del Centroide fue el utilizado en este trabajo para el cálculo de la profundidad de Curie. Lo anterior, considerando que el Método del Pico Espectral tiene la limitación de que no siempre se observa el pico espectral y en muchas ocasiones este se presenta como un simple punto, lo cual puede producir incertidumbre en términos de su posición (Ravat et al. 2007), adicionalmente en la revisión bibliográfica realizada el Método del Centroide ha sido muy usado en diferentes estudios regionales recientes (Nwanko y Sunday, 2017; Nyabeze y Gwavava, 2016; Mono et al., 2018; Khojamli et al., 2016; Sierra, 2015; Hussein et al., 2012; Witter y Craig, 2017; Tanaka y Ishikawa, 2005; Bello et al., 2017;

Aigbogun y Olorunsola, 2018; Li et al., 2010; Chiozzi et al., 2005; Yang et al., 2017a; Hsieh et al., 2014; y otros más).

El Método del Centroide se basa en el análisis de la forma de las anomalías magnéticas aisladas y provee una relación entre el espectro de anomalías magnéticas y la profundidad de la capa magnética, una vez son transformados los datos espaciales al dominio de la frecuencia. Blakely (1995) demostró teóricamente, que asumiendo la capa magnética como una capa que se extiende infinitamente en todas las direcciones horizontales, por lo que su profundidad es pequeña comparada con la escala horizontal y que su magnetización  $M(x, y)$  es una función aleatoria de  $(x, y)$ , el espectro de potencia del campo total de anomalías  $\Phi_{\Delta T}$  está dado por la expresión:

$$\Phi_{\Delta T}(k_x, k_y) = \Phi_M(k_x, k_y) \times F(k_x, k_y) \quad (3.1.1)$$

$$F(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 |\theta_m|^2 |\theta_f|^2 \cdot e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (3.1.2)$$

Donde  $\Phi_{\Delta T}$  es la densidad del espectro de potencia del campo total de anomalías,  $\Phi_M$  es el espectro de potencia de la magnetización,  $F(k_x, k_y)$  representa la transformada de Fourier del espectro de potencia,  $C_m$  es una constante,  $\theta_m$  y  $\theta_f$  son factores para la dirección de magnetización y la dirección del campo geomagnético, respectivamente,  $Z_t$  es la profundidad del techo de la capa magnética y  $Z_b$  la profundidad de la base de la capa magnética,  $k$  es el número de ondas en ciclos ( $\text{km}^{-1}$ )

La ecuación 3.1.1 puede ser simplificada, teniendo en cuenta que  $\theta_m$  y  $\theta_f$  son radialmente simétricos. Si  $M(x, y)$  es completamente aleatoria y no correlacionada,  $\Phi_M(k_x, k_y)$  es constante, quedando el promedio radial del espectro de potencia de  $\Phi_{\Delta T}$  expresado por:

$$\Phi_{\Delta T}(|n|) = A e^{-2|n|Z_t} (1 - e^{-|n|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (3.1.3)$$

Donde  $A$  es una constante,  $|n|$  es el módulo del número de onda radial.

Aplicando logaritmo natural a ambos lados de la ecuación (3.1.3) se tiene que:

$$\ln [\Phi_{\Delta T} (|n|)] = \ln [A] - 2Zt|n| + 2\ln [1 - e^{-|n|(Zb - Zt)}] \quad (3.1.4)$$

Para valores medios a altos de  $n$  (longitudes de onda menores que dos veces el espesor de la capa magnética) esta ecuación corresponde con una recta con una pendiente igual a  $2Zt$ ,

$$\ln [\Phi_{\Delta T} (|n|)] = \ln [A] - 2Zt|n| \quad (3.1.5)$$

Dividiendo la ecuación por  $\frac{1}{2}$  y aplicando propiedad de logaritmo natural se tiene:

$$\ln [\Phi_{\Delta T} (|n|)^{1/2}] = B - Zt|n| \quad (3.1.6)$$

Donde  $B$  una constante.

Obteniéndose, que para longitudes de ondas bajas (menores a 2 veces el espesor de la capa magnética), la ecuación (3.1.6) permite obtener la profundidad del techo de la fuente magnética  $Zt$ , a partir de la pendiente de la recta del ajuste lineal en la zona de longitudes de ondas bajas (número de onda alto) del espectro de potencia de las anomalías magnéticas (Figura 6).

Por otra parte, resolviendo el producto en la ecuación 3.1.3 y sustituyendo  $Zt$  en función de  $Zo$ , esta puede reescribirse como:

$$\Phi_{\Delta T} (|n|)^{1/2} = C e^{-|n|Zo} (e^{-|n|(Zt - Zo)} - e^{-|n|(Zb - Zo)}) \quad (3.1.7)$$

Donde  $Zo$  es la profundidad del centroide de la fuente magnética. Para valores bajos de  $n$  (longitudes de onda largas) se tiene que:

$$\Phi_{\Delta T} (|n|)^{1/2} = e^{-|n|Zo} (e^{-|n|(Zt - Zo)} - e^{-|n|(Zb - Zo)})^2 \sim C e^{-|n|(Zo)} |n| (Zb - Zt) \quad (3.1.8)$$

Donde  $(Zb - Zt)$  es el espesor de la fuente magnética.

Dividiendo por  $|n|$  y aplicando logaritmo:

$$\ln \left[ \frac{\Phi_{\Delta T}(|n|)^{1/2}}{|n|} \right] = \ln [D] - Zo|n| \quad (3.1.9)$$

D una constante.

Obteniéndose, que para longitudes de ondas altas, la ecuación (3.1.9) permite obtener la profundidad del centro de la fuente magnética  $Zo$  (Figura 7), a partir de la pendiente de la recta del ajuste lineal en la zona de longitudes de ondas altos (número de onda bajo) del espectro de potencia escalado por la frecuencia de los datos.

Por último, la profundidad de la base del cuerpo magnético sigue la relación (Okubo et al. (1985) y Tanaka *et al.*, 1999):

$$Zb = 2 Zo - Zt \quad (3.1.10)$$

$Zb$  se relaciona con la profundidad a la cual las rocas pierden sus propiedades magnéticas debido a las altas temperaturas, es decir, cuando se alcanza la temperatura de Curie. Por lo tanto, el valor  $Zb$  corresponde a la profundidad de Curie.

Sierra (2015) estima los errores asociados a las profundidades del tope ( $Zt$ ) y centro ( $Zo$ ) de la capa magnética a partir de la diferencia entre los valores del espectro de potencia promediado radialmente obtenidos de las ecuaciones (3.1.6) para  $Zt$  y (3.1.9) para  $Zo$ , respecto a los valores obtenidos de los correspondientes ajustes lineales que permiten calcular de los datos mediante las pendientes de dichas rectas. Los errores asociados se estiman a partir de dicha diferencia entre los valores del espectro de potencia promediado (P):

$$\ln[P_{real}] = K_1 \cdot Z_{real} + cte \quad (3.1.11)$$

$$\ln[P_{teorica}] = K_1 \cdot Z_{teorica} + cte \quad (3.1.12)$$

$$\ln[P_{real}] - \ln[P_{teorica}] = K_1 \cdot \Delta Z \quad (3.1.13)$$

$$\Delta Z = \frac{\Delta \ln(P)}{K_1} \quad (3.1.14)$$

Los errores asociados a las profundidades del tope ( $Z_t$ ) y centro ( $Z_o$ ) de la capa magnética corresponden a la desviación estándar de las diferencias estimadas. Luego se estima el error de las profundidades de Curie  $Z_b$  mediante la propagación de los errores.

Para realizar la estimación de un mapa mundial de profundidad de Curie, de acuerdo al procedimiento matemático descrito, se utilizó una base mundial de datos magnéticos y se desarrolló un código en MATLAB para realizar la inversión magnética que permitió obtener los datos de profundidad de Curie y posteriormente realizar un mapa.

### *3.1.1. Datos*

En este trabajo se utilizó como data de entrada para la estimación de la profundidad de Curie mediante un análisis espectral, el modelo global de anomalías magnéticas EMAG2v3 (Figura 4) producido por National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y publicado en el año 2017 (Meyer et al. 2017). De acuerdo a la descripción de Meyer et al. (2017), este modelo presenta un mapa de anomalías magnéticas que muestra la estructura y composición del subsuelo de la corteza terrestre, el mismo fue obtenido a partir de mediciones magnéticas marinas, aéreas y espaciales, con una resolución de 3,71 km por cuadrícula e incluye unos 50 millones de puntos nuevos agregados. El grid de EMAG2v3 se basa solo en datos observados y no utiliza información a priori sobre la estructura geológica o la edad del océano, considerando que el modelo a priori puede forzar un patrón lineal artificial a la cuadrícula. Dicho enfoque de usar solo los datos observados permite una mayor complejidad en la representación de la evolución a lo largo de las dorsales oceánicas y márgenes continentales, pero en las regiones con una baja cobertura de datos magnéticos no refleja adecuadamente las estructuras de gran escala. Desafortunadamente, en el hemisferio sur la cobertura de datos es escasa y existen zonas extensas sin datos.

Los datos de EMAG2v3 antes de ser usados en la inversión magnética, fueron interpolados para obtener una malla con espaciamiento regular que cubriera toda el área de estudio (Figura 5), debido a que el modelo inicial presentaba zonas sin datos (Figura 4).

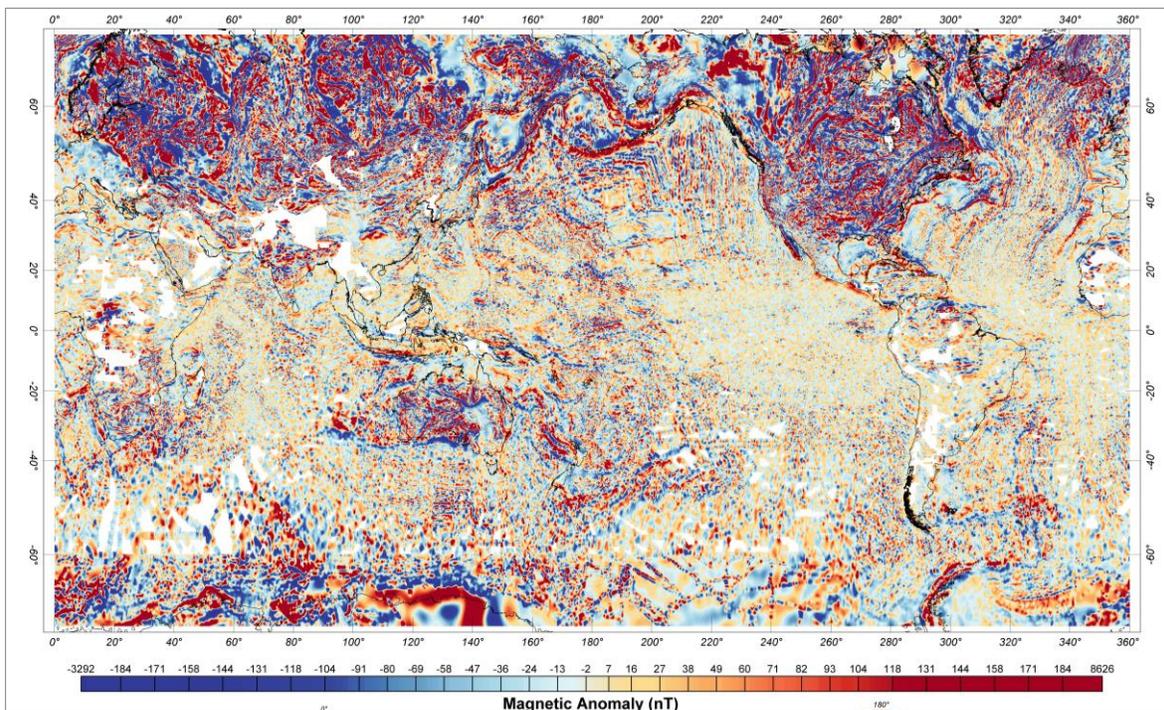


Figura 4. Mapa de anomalías magnéticas EMAG3v2, resolución 2 minutos, referenciado a 4km de altitud m.s.n.m. Tomado de Meyer et al. (2017)

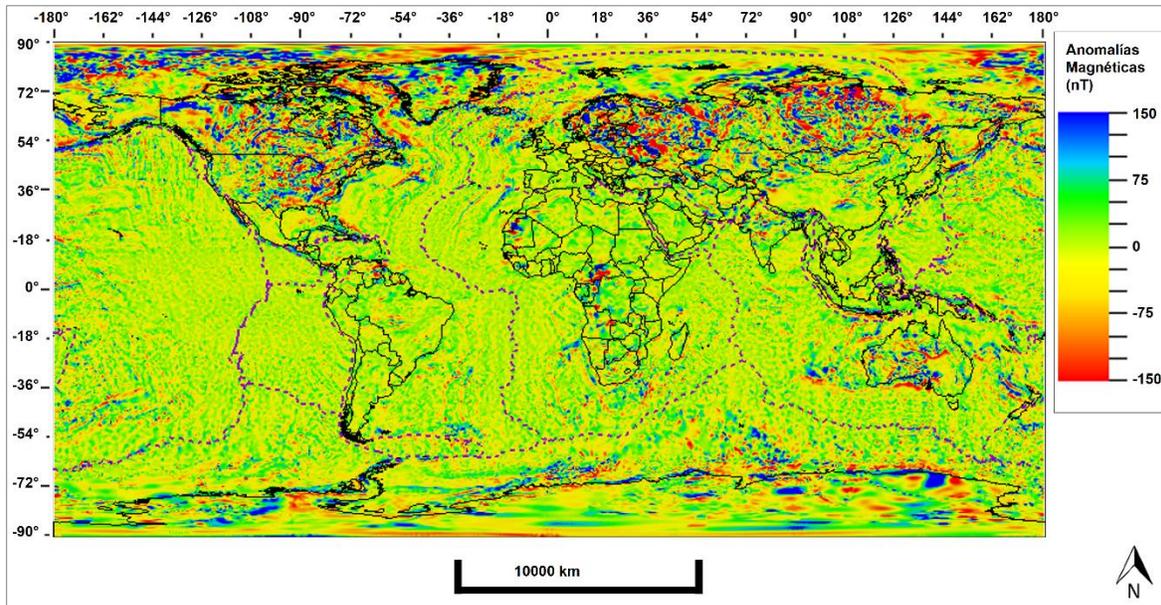


Figura 5. Mapa mundial de anomalías magnéticas (unidades en nT) de EMAG2v3

### 3.1.2. Descripción del código para el cálculo del mapa de profundidad de Curie usando el análisis espectral de anomalías magnéticas

El programa desarrollado en MATLAB calcula la profundidad de Curie mediante un análisis espectral de anomalías magnéticas. La secuencia de programación se indica a continuación:

3.1.2.1. En la primera sección se realiza la carga y lectura de los datos a partir de un archivo ASCII, y se definen los parámetros espaciales requeridos.

3.1.2.2. En la segunda sección se calcula el valor de potencia asociado a diversas longitudes de onda y se representa en una gráfica de escala lineal, el número de ondas versus el logaritmo de la densidad espectral de potencia de anomalías magnéticas, para definir los intervalos de números de ondas medias a altas y bajo correspondientes, donde la función puede ser aproximada a una recta para el calculo de las pendientes que permitirán determinar  $Z_t$  y  $Z_o$  (Figura 6). La grafica anterior considera los datos de toda el área del estudio.

Considerando, que no existe en la literatura científica un intervalo específico y definido de número de ondas sobre el cual se calculan las pendientes para determinar  $Z_t$  y  $Z_o$  (Witter y Miller, 2017), y conforme a una compilación de datos de 31 estudios alrededor del mundo realizada por Wang y Li (2018) se evidencia que los intervalos seleccionados presentan una alta variación, pero usualmente estos se definen en la zona de número de ondas  $<0.05 \text{ km}^{-1}$ . En este trabajo se realizaron varias pruebas considerando diferentes intervalos de número de onda, que resultaran con pendientes altas, medias y bajas para los ajustes lineales, luego se revisaron los resultados de  $Z_t$  y  $Z_o$  en cada caso y se seleccionó el que arrojaba valores de profundidad de Curie coherentes con el modelo geológico mundial de espesores de corteza y con resultados en trabajos previos.

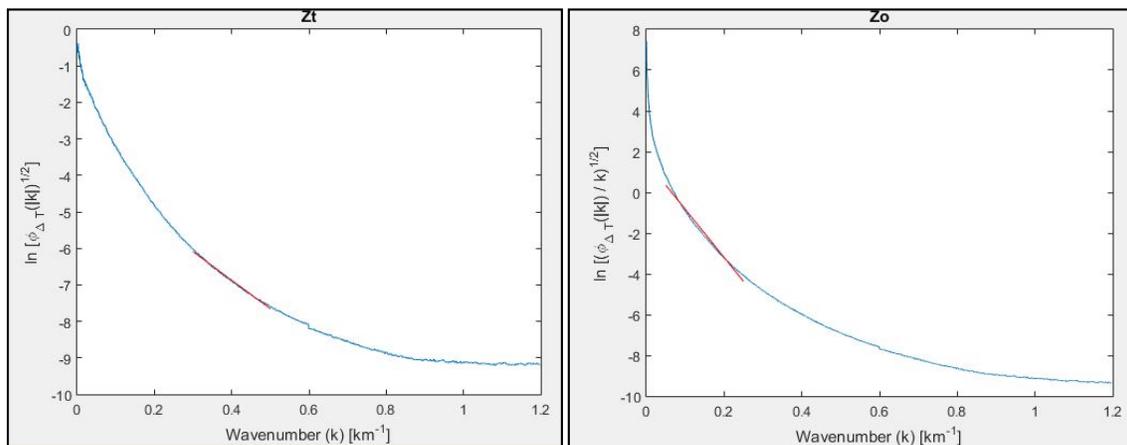


Figura 6. Espectros e intervalos de número de ondas para estimar la profundidad de Curie. Izquierda: ajuste en las zonas de frecuencias medias a altas (longitudes de onda menores) para obtener la profundidad del techo de la fuente magnética  $Z_t$ . Derecha: ajuste en las zonas de baja frecuencia (altas longitudes de ondas) para calcular la profundidad del centro de la fuente magnética  $Z_o$ ; en rojos las líneas del ajuste por mínimos cuadrados correspondientes.

3.1.2.3. En la tercera sección se calcula, sobre el área de estudio, los tamaños de ventanas usados para estimar la profundidad de Curie. De acuerdo a Okubo et al. (1985) el tamaño del ventana para la estimación de la profundidad de Curie debe ser entre 4 a 6 veces la profundidad del objetivo de estudio. Para este trabajo se definieron ventanas cuadradas de tamaño 5 veces la profundidad de estudio. Sobre la premisa de que en el manto se presenta una baja magnetización y altas temperaturas, se asume que la base de la capa magnética se presenta mayormente en la zona de corteza, por lo cual el

tamaño de cada ventana se obtiene del espesor de la corteza terrestre en el punto central de los mismos multiplicado por 5, variando los tamaños de las ventanas a lo largo de la zona de estudio desde 150 x 150 km<sup>2</sup> hasta 340 x 340 km<sup>2</sup> (Figura 7). El modelo de espesor de corteza usado corresponde a CRUST 1.0 (Lake et al., 2013). El desplazamiento entre ventanas se definió en 18,55 km, el cual garantiza una superposición de ventanas mayor al 80% de su área, para un resultado con mayor continuidad y suavidad.

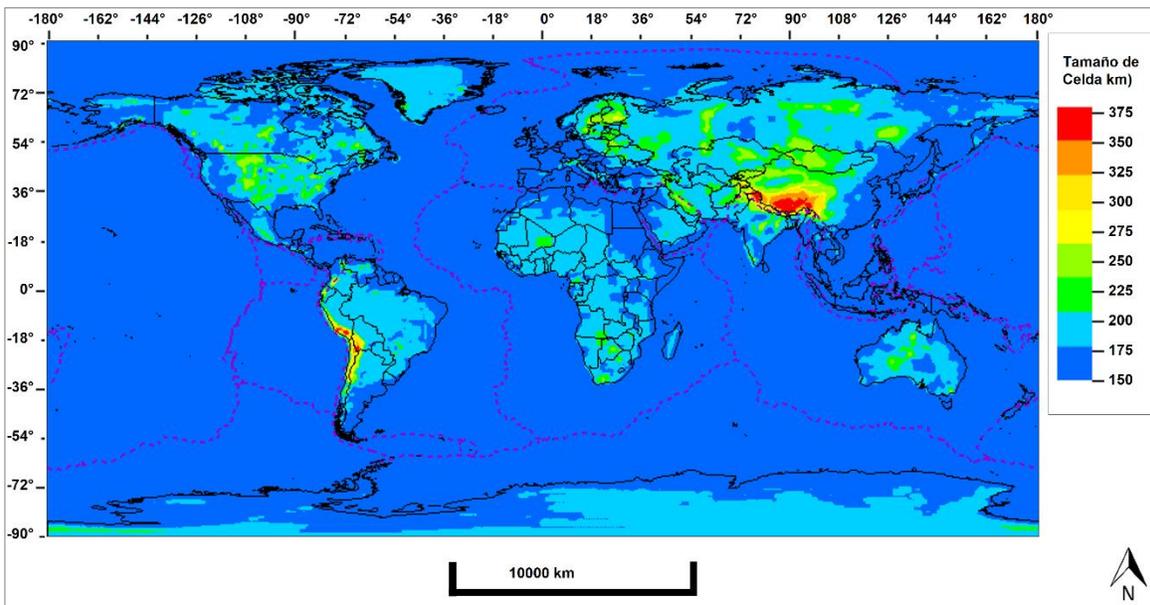


Figura 7. Tamaños de las ventanas a lo largo de la zona de estudio.

3.1.2.4. En la cuarta sección se realiza el ajuste lineal correspondiente por ventanas, de acuerdo a los intervalos seleccionados (Figura 6). Usando las ecuaciones 3.1.6, 3.1.9 y 3.1.10. En cada ventana se estiman las profundidades del tope ( $Z_t$ ), centro ( $Z_o$ ) y base ( $Z_b$ ) de la capa magnética mediante el análisis espectral de mapas de anomalías, este procedimiento se repite en todas las ventanas, con un desplazamiento de 18,55 km a lo largo de la zona de estudio.

3.1.2.5. Por último, se obtienen los errores asociados a las profundidades del tope ( $Z_t$ ) y centro ( $Z_o$ ) de la capa magnética, calculando la desviación de la dispersión sobre los ajustes lineales en cada ventana (Ecuaciones 3.1.11, 3.1.12, 3.1.13 y 3.1.14). Luego

se estima el error de las profundidades de Curie  $Z_b$  mediante la propagación de los errores anteriores.

### ***3.2. Metodología para la estimación del gradiente geotérmico a partir del mapa de profundidades de Curie***

El mapa mundial de profundidad de Curie, el cual representa la profundidad a la cual las rocas pierden sus propiedades magnéticas, permite estimar el gradiente geotérmico a través de la ecuación (3.2.1). En adelante nombraremos este primer mapa de gradiente geotérmico como el obtenido por el método magnético.

$$G = \frac{dT}{dz} = \frac{T_{Curie} - T_{superficie}}{Z_{Curie} - Z_{superficie}} \approx \frac{580^{\circ}C}{Z_{Curie}} \quad (3.2.1)$$

Donde  $Z_{Curie}$  corresponde a los valores de profundidad de Curie estimados (sección 3.1.2.4) y considerando una temperatura de Curie  $T_{Curie}$  de  $580^{\circ}C$ , asociado a la magnetita que es el mineral magnético más común en las rocas ígneas y tiene aproximada (Stephenson, 1992); con base en el análisis realizado por Tanaka et al. (1999) donde se afirma que en ausencia de fuentes o disipadores de calor entre la superficie de la Tierra y la profundidad de Curie, la temperatura de superficie  $T_{superficie}$  se definió como  $0^{\circ}C$ ; y la profundidad de la superficie topográfica es  $Z_{superficie}$  es 0 km.

### ***3.3. Metodología para la estimación del mapa de Zona Dorada a partir del gradiente obtenido por el método magnético***

De acuerdo a la definición de Zona Dorada, la misma se presenta cuando se cumple que la zona entre las isotermas de  $60^{\circ}C$  a  $120^{\circ}C$  se ubica dentro de la capa de sedimentos. Para definir en cuales zonas se cumplen estas condiciones se utilizó un mapa de gradiente geotérmico mundial estimado anteriormente en conjunto con un mapa de profundidad de la base de la capa sedimentaria. La secuencia de pasos realizados es:

3.3.1. Se calcularon el mapa mundial de profundidad del tope y base de la Zona Dorada con los datos del mapa de gradiente geotérmico; los cuales de acuerdo a las bases empíricas históricas, esta zona se encuentra entre las isotermas de 60°C a 120°C (Buller et al. 2005 y Nadeau 2011). De este modo, usando la ecuación de gradiente geotérmico (3.2.1) se obtienen las siguientes ecuaciones.

$$Tope_{ZonaDorada} = \frac{60^{\circ}C}{GradienteGeotermico} \quad (3.3.1.1)$$

$$Base_{ZonaDorada} = \frac{120^{\circ}C}{GradienteGeotermico} \quad (3.3.1.2)$$

3.3.2. Luego se calcula un mapa de profundidad de la base de la capa sedimentaria a nivel mundial. Los datos usados fueron obtenidos de las siguientes fuentes bibliográficas que se integraron y editaron para generar mediante una interpolación un mapa a nivel mundial (Figura 8):

- CRUST 1.0 (Lake et al., 2013) para las zonas continentales, este modelo de corteza de 1°x1° grado de resolución incorpora una versión actualizada del espesor de la corteza a nivel global. Este modelo tiene una recopilación de diferentes fuentes incluyendo el Mapa Tectónico del Mundo de EXXON (Tectonic Map of the World provided by the EXXON production research group 1985).
- GloSed, es un mapa actualizado de espesores sedimentarios para áreas oceánicas y mares marginales (Straume et al., 2019) con resolución 5 minutos de arco que incorpora actualizaciones para el NE del Atlántico, Ártico, Océano Sur y el Mediterráneo.
- Reportes del U.S. Geological Survey de campos petrolíferos en el este de los Estados Unidos de Witt Jr. (1993), Ridgley et al., (1994), Dolton (1989) y Charpentier (1988).
- Datos de espesores de sedimentos en Colombia de Mercado et al. (2015)

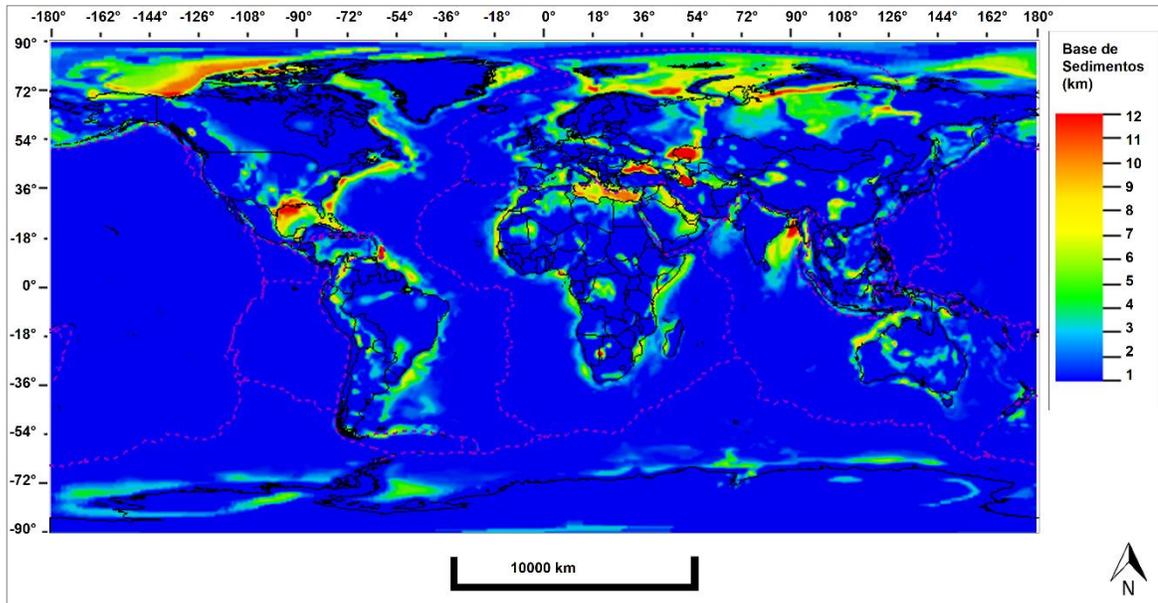


Figura 8. Mapa mundial de profundidad de la base de la capa sedimentaria (unidades en Km), obtenido de la integración de datos.

3.3.3. Con los mapas anteriores se hicieron los cálculos requeridos, para definir las regiones donde las isotermas de 60°C a 120°C se encuentra dentro o fuera de la capa de sedimentos. Para el siguiente cálculo se considera que el gradiente geotérmico es constante en la dirección vertical para cada punto (x, y) y los valores de las profundidades son positivos y aumentando por debajo de la superficie topográfica. Este parámetro de presencia de Zona Dorada es un indicador de las zonas con potencial de presencia de hidrocarburos, pero no tiene en cuenta todos los elementos del sistema petrolífero. Se diferencian 3 escenarios de presencia de Zona Dorada de acuerdo a la configuración de las superficies usadas en la estimación (Figura 9):

- Zona 0 → El total de la franja entre las isotermas de 60°C a 120°C se encuentra fuera de la capa de sedimentos. No hay Zona Dorada.

$$\text{Tope Zona Dorada} > \text{Base capa de Sedimentos}$$

- Zona 1 → Parte de la franja entre las isotermas de 60°C a 120°C se encuentra dentro de la capa de sedimentos. La Zona Dorada se presenta parcialmente.

$$\text{Tope Zona Dorada} < \text{Base capa de Sedimentos y}$$

*Base Zona Dorada > Base capa de Sedimentos*

- Zona 2 → Toda la franja entre las isotermas de 60°C a 120°C se encuentra dentro de la capa de espesor de sedimentos. La Zona Dorada se presenta con espesor máximo.

*Base Zona Dorada < Base capa de Sedimentos*

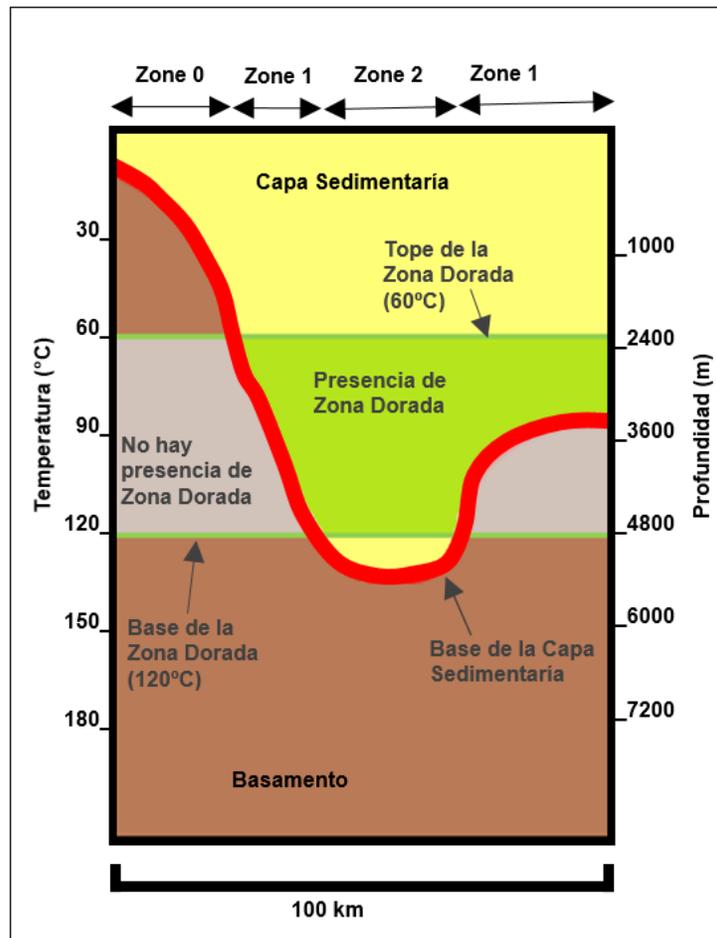


Figura 9. Representación gráfica de los escenarios considerados para la presencia de Zona Dorada; la profundidad estimada considera un gradiente geotérmico de 25 °C/km, el cual representa un valor promedio en los primeros 3 a 5 km de la corteza terrestre de acuerdo DiPietro (2013).

3.3.4. Posteriormente se elaboró el mapa de presencia de Zona Dorada con los valores obtenidos del paso anterior (Figura 9). Este mapa mostrará valores discretos de

1 y 2, de acuerdo al escenario correspondiente, no se considera la zona 0 para obtener un mapa que indique solo donde se presenta la Zona Dorada.

3.3.5. Con el Mapa de Zona Dorada se estima el porcentaje de campos petroleros gigantes que se encuentran dentro de la Zona Dorada estimada. Los datos de localización de los 902 campos gigantes considerados a nivel mundial corresponden a la base GIANT OIL AND GAS FIELDS (Horn, 2005)

### **3.4. Resultados y Discusión**

#### *3.4.1. Mapa global de profundidad de Curie*

Los valores de profundidad de Curie se encuentran entre los 10 km a 50 km; observándose en general valores menores en la zona oceánica, que tiene una media de 30 km, respecto a la zona continental que tiene una media de 35 km, esta diferencia se asocia a la actividad magmática y tectónica de las zonas, que produce un adelgazamiento de la corteza oceánica (Figura 10).

En la zona oceánica, se encuentran profundidades de Curie cercanas a 10 km a lo largo de las dorsales oceánicas, presentándose fuertes contraste en la zona norte de la Dorsal del Pacífico Oriental, la zona septentrional de la Dorsal Mesoatlántica, la Dorsal Meso-Ártica y la Dorsal Indico central; en las otras dorsales oceánicas se presentan contrastes menores y profundidades de Curie alrededor de unos 30 km a lo largo de sus trazos. Esta diferencia en la resolución entre los hemisferios norte y sur está asociada a las condiciones de los datos de entrada EMAG2v3, debido a una baja cobertura de los datos en regiones como el Suroeste del Atlántico y Sur del Pacífico.

En la zona continental se diferencian los cratones o escudos; en Sudamérica, centro y norte de África e Índio, estos presentan mayores valores de profundidad de Curie por encima de 30 km aproximadamente; para Norteamérica, Sureste de África, Australia Occidental y Asia Oriental (Siberia) estos presentan valores menores por debajo de los 25 km

aproximadamente. Esta diferencia entre los valores reportados en los cratones, puede asociarse a perturbaciones termales por actividad tectónica reciente o puntos calientes que producen alteraciones del gradiente geotérmico; adicionalmente los cratones poseen diferentes composiciones mineralógicas, edades geológicas (Figura 11) y han pasado diferentes procesos geológicos y orogénicos, los cuales pueden producir diferentes respuestas de anomalías magnéticas en cada una de las zonas de cratones a nivel mundial.

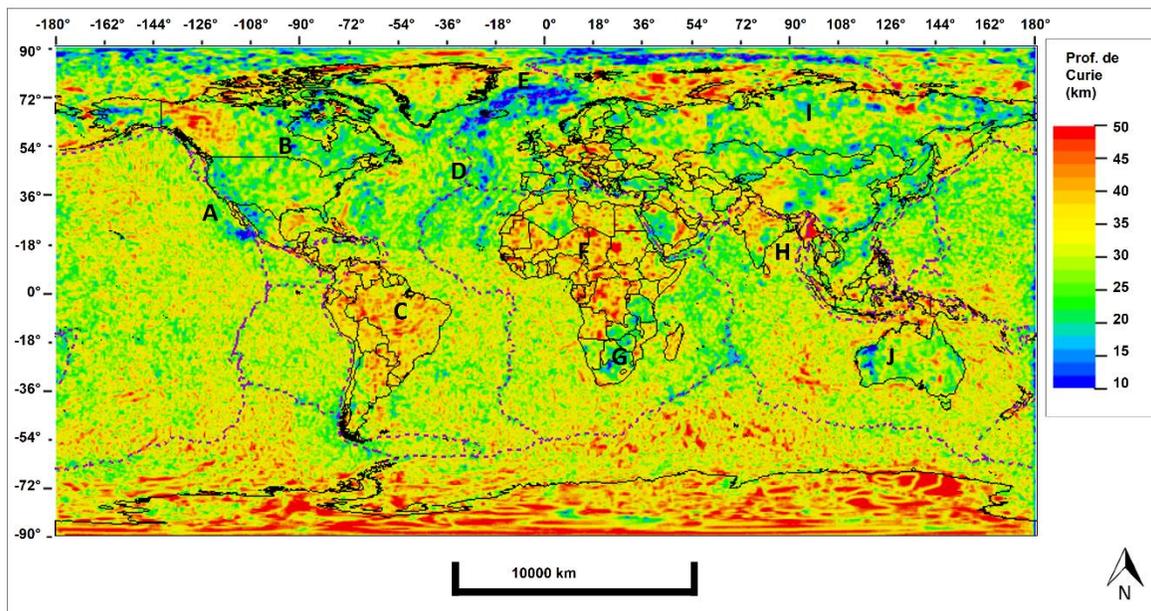


Figura 10. Mapa global de profundidad de Curie (unidades en Km). Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas. Las letras indican las dorsales y cratones: (A) norte de la Dorsal Oceánica del Pacífico Oriental, (B) Cratón de Norteamérica, (C) Suramérica, (D) norte de la Dorsal Oceánica Meso Atlántica, (E) Dorsal Oceánica Meso Ártica, (F) África norte y central, (G) Cratón de Sureste África, (H) Cratón Indio, (I) Cratón Siberiano, (J) Cratón de Australia Occidental.

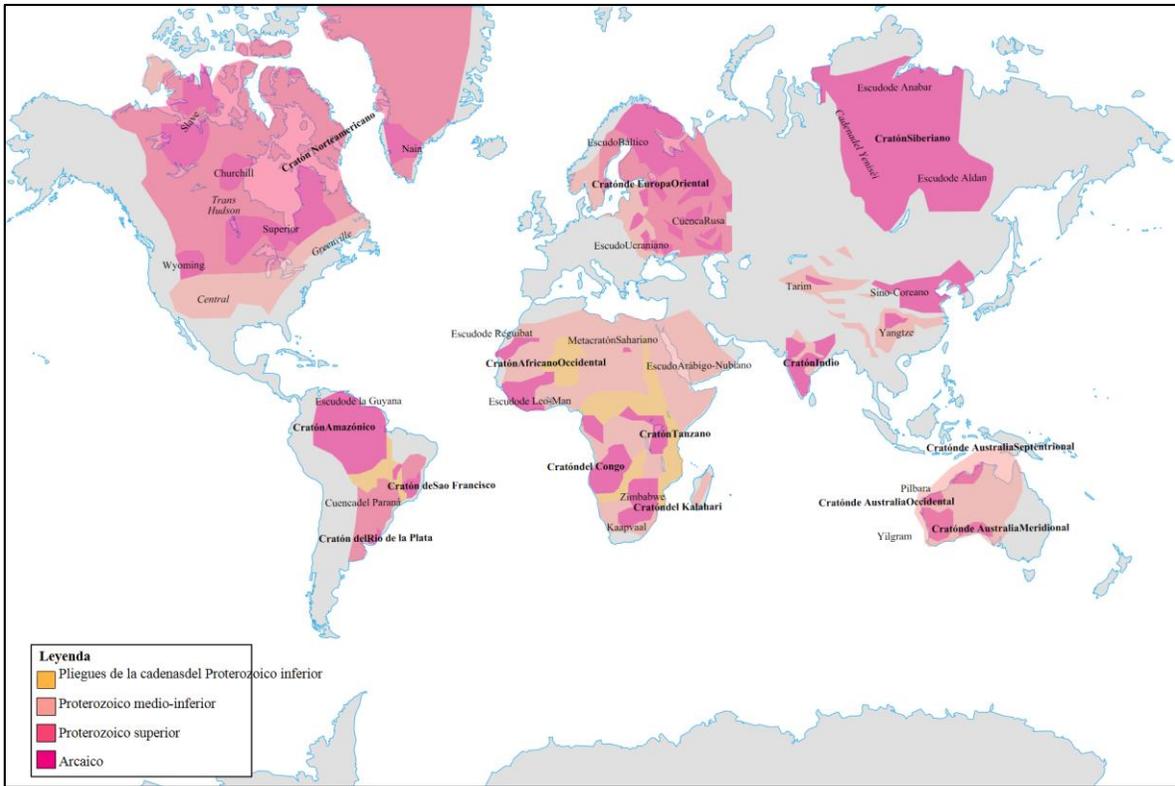


Figura 11. Mapa de cratones del mundo con sus edades geológicas de formación, imagen tomada de [https://es.wikipedia.org/wiki/Crat%C3%B3n#mediaviewer/File:Cratons\\_IT.svg](https://es.wikipedia.org/wiki/Crat%C3%B3n#mediaviewer/File:Cratons_IT.svg) . Último acceso 2 de mayo de 2020

Los errores asociados a los valores de profundidad de Curie se encuentran en el rango de 2% un 20% (Figura 12), con un promedio de 6%. En las zonas oceánicas hay en general porcentajes menores de error con respecto a la zona continental. Los mayores errores porcentuales se presentan en las zonas continentales donde alcanzan el 20%, mientras que en las zonas oceánicas se mantienen por debajo de 8% aproximadamente.

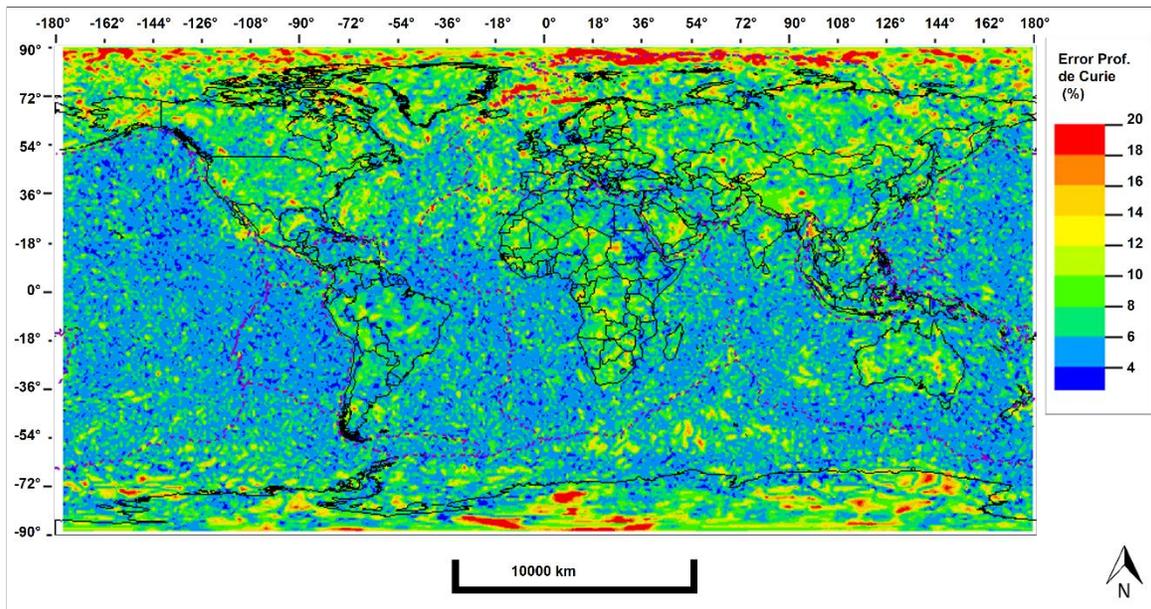


Figura 12. Errores porcentuales asociados al mapa de profundidad de Curie. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

En trabajo de Li et al. (2017) se realizó un mapa mundial de profundidad de Curie, basado en la segunda versión del modelo global de anomalía magnética EMAG2 (Figura 13) y empleando el método del Centroide modificado, el cual se basó en la asunción de una distribución fractal de las fuentes magnéticas; las ventanas para la estimación fueron de  $98,8 \times 98,8 \text{ km}^2$ ,  $195 \times 195 \text{ km}^2$  y  $296,4 \times 296,4 \text{ km}^2$ , con un desplazamiento de 49,4 km, 97,5 km y 98,8 km respectivamente entre ventanas; el modelo final de profundidad de Curie se estimó mediante una promedio entre los resultados de las tres ventanas.

El mapa de profundidad de Curie obtenido por Li et al. (2017) se encuentra en el rango de 5 km a 40 km, un rango similar al mapa obtenido en este trabajo, mostrándose en ambos resultados tendencias regionales similares, que resaltan los trazos de las dorsales oceánicas en las zonas oceánicas y los cratones en la zona continental.

Para un análisis cualitativo de ambos resultados, se realizó una gráfica de los valores de profundidad de Curie obtenidos en ambos trabajos (Figura 14). Se puede observar que los

los resultados globales de profundidad de Curie presentan una deriva entre sí, representado por la recta azul con ecuación  $Y = 1,2X + 5,3$ , la cual corresponde al ajuste lineal con los datos; a partir de dicha recta se pueden establecer que en promedio los valores obtenidos en este trabajo son mayores a los obtenidos en el trabajo de Li et al. (2017), lo anterior por la pendiente y punto de corte de dicha recta mayores a uno. En la gráfica (Figura 14) se observa adicionalmente una recta de color rojo, cuya ecuación es  $Y = X$ , esta recta representa las zonas donde los valores de profundidad de Curie obtenidos en ambos trabajos son iguales; los puntos ubicados por debajo de esta recta indican las zonas donde los resultados obtenidos por Li et al. (2017) son mayores y por encima indica las zonas donde son menores, respecto a los resultados estimados en este trabajo. Un 12 % de los puntos se encuentran por debajo de dicha recta y un 88 % de los puntos se ubica por encima de dicha recta, confirmándose que los valores obtenidos en este trabajo se encuentran mayormente por encima de los reportados por Li et al. (2017), adicionalmente la media de profundidad de Curie para los resultados estimados en este trabajo es de 32 km y para los resultados obtenidos por Li et al. (2017) de 22 km.

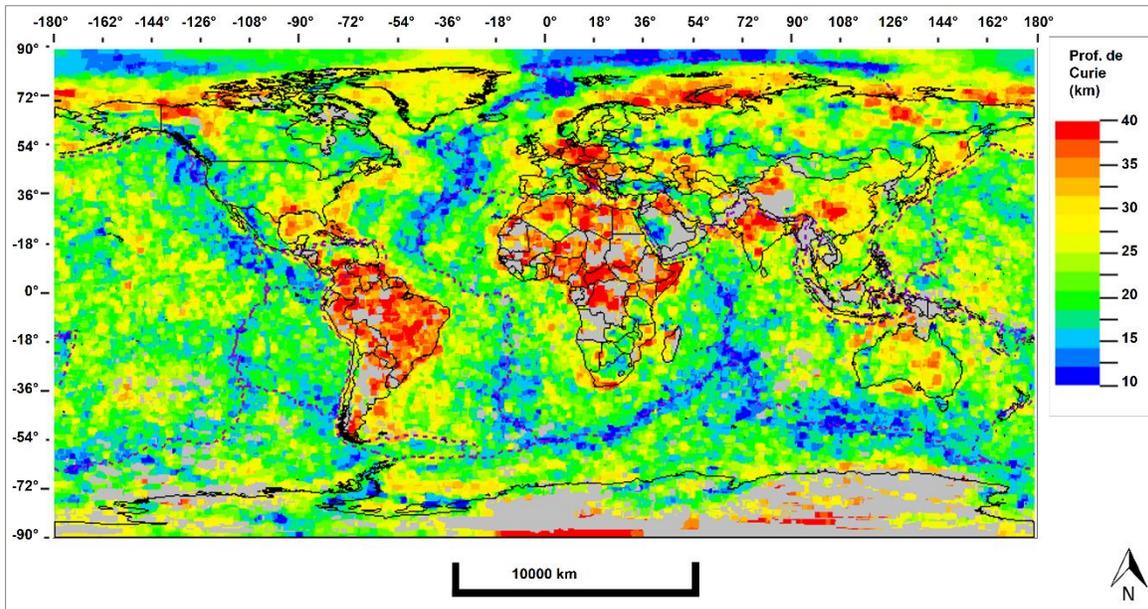


Figura 13. Mapa mundial de Profundidad de Curie (unidades en Km) generado a partir de los resultados obtenido por Li et al. (2017) con datos de anomalías magnéticas del modelo EMAG2. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

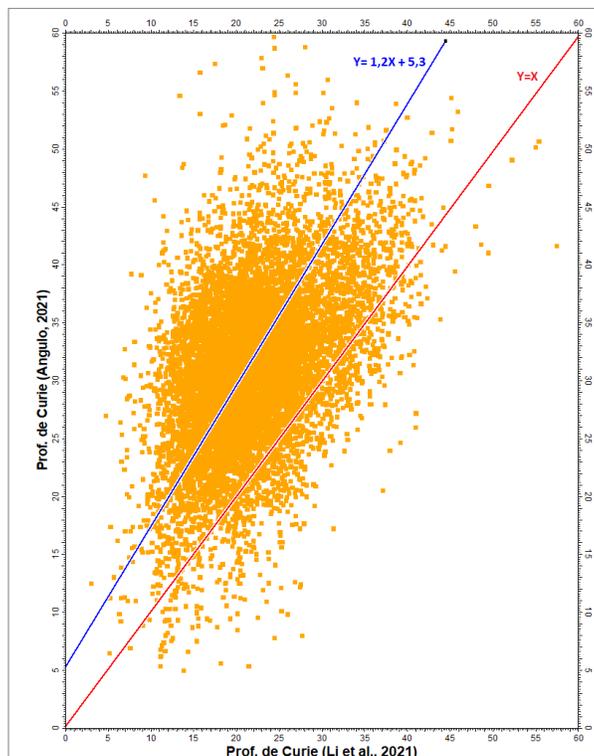


Figura 14. Gráfico de los mapas de Profundidad de Curie. Ordenadas: Li et al. (2017).

Abscisas: Estimado en este trabajo. La recta azul es la línea de ajuste a los datos

### 3.4.2. *Mapa global de gradiente geotérmico obtenido por el método magnético*

El mapa global de gradiente geotérmico presenta las mismas tendencias que el mapa de profundidad de Curie, delimitando de igual forma las zonas de cratones y dorsales oceánicas. Los valores de gradiente geotérmico se encuentran entre 10 °C/km a 50 °C/km, observándose en general que las zonas oceánicas presentan mayores valores respecto a las zonas continentales (Figura 15) marcándose un cambio suave en sus límites.

En la zona oceánica el valor promedio de gradiente geotérmico es de 20 °C/km, en las dorsales presentan valores de 30 °C/km a 40 °C/km aproximadamente, observándose mayores contrastes en el hemisferio norte. Esos gradientes se asocian a la actividad tectónica y magmática propia de estos ambientes geotectónicos. Aunque estos valores se encuentran por debajo de los teóricos estimados para esta zona, donde se espera un rango de 40 a 80 °C/km de acuerdo con Arndt (2011).

En la zona continental el valor promedio de gradiente geotérmico es de 18 °C/km, se diferencian los cratones, que en Suramérica, Norte y Centro de África presentan un gradiente geotérmico entre 10 °C/km a 17 °C/km; y en Norteamérica, Sureste de África, Asia oriental (Siberia) y Oceanía presentan valores superiores a los 25°C/km. En esta zona los resultados se encuentran más acorde a los valores esperados para zonas de corteza continental estable, los cuales varían de 20 a 30 °C/km de acuerdo con Arndt (2011).

El mapa de gradiente geotérmico obtenido por el método magnético representa un modelo global que no refleja variaciones locales de temperatura.

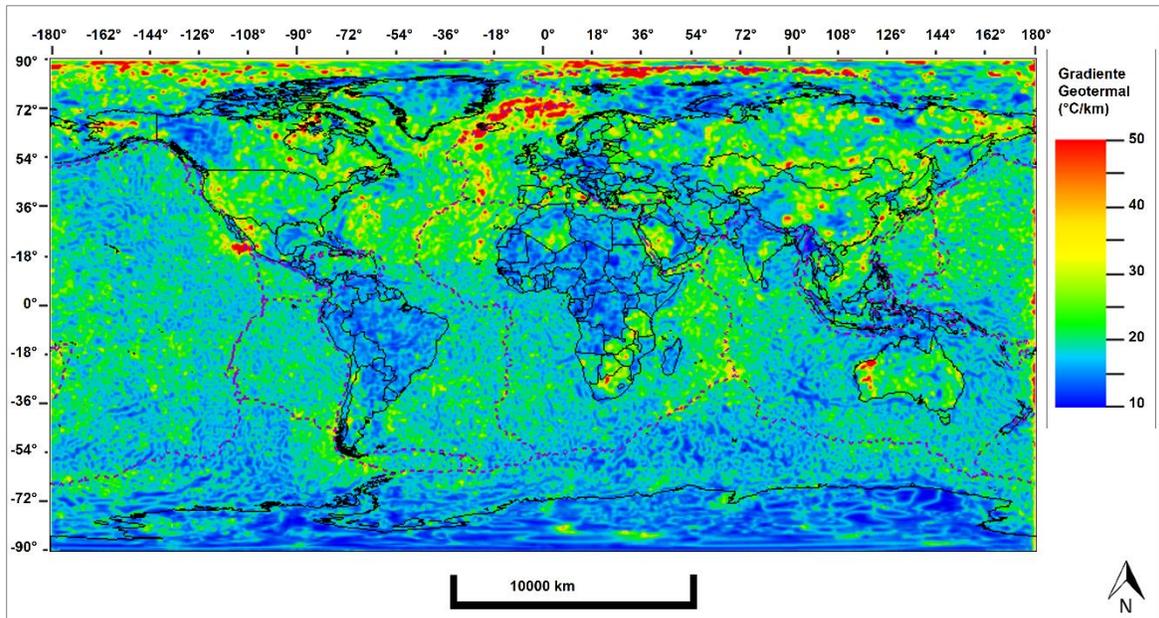


Figura 15. Mapa global de gradiente geotérmico (unidades en °C/Km) obtenido a partir de las profundidades de Curie (ecuación 3.2.1). Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

### 3.4.3. Mapa global de Zona Dorada a partir del gradiente geotérmico obtenido por el método magnético

El mapa de presencia de Zona Dorada obtenido a partir del mapa de profundidad de Curie tiene una concordancia media con los datos mundiales de localización de campos petroleros recopilados, arrojando asignaciones a Zona 0 (de no presencia de Zona Dorada) (Figura 9) donde existen campos petroleros productores de aceite o gas (Figura 16) y obteniéndose que 60% de campos petroleros gigantes productores de aceite o gas se ubican dentro de la Zona Dorada estimada.

Esta inconsistencia se presenta porque el mapa de gradiente geotérmico estimado en esta sección carece de una calibración con datos reales, adicionalmente el cálculo de la profundidad de Curie desde las anomalías magnética implica una serie de aproximaciones para su estimación, luego se determina el gradiente geotermal, pero propagando el error de la relación, resultando que la Zona Dorada estimada, presente poco ajuste respecto a la localización de los campo gigantes de hidrocarburos a nivel mundial, por lo anterior se realiza

una nueva estimación de un mapa de gradiente a partir de datos in-situ reportados en la base de datos de gradiente geotérmico recopilada, la metodología se explica en el Capítulo 4.

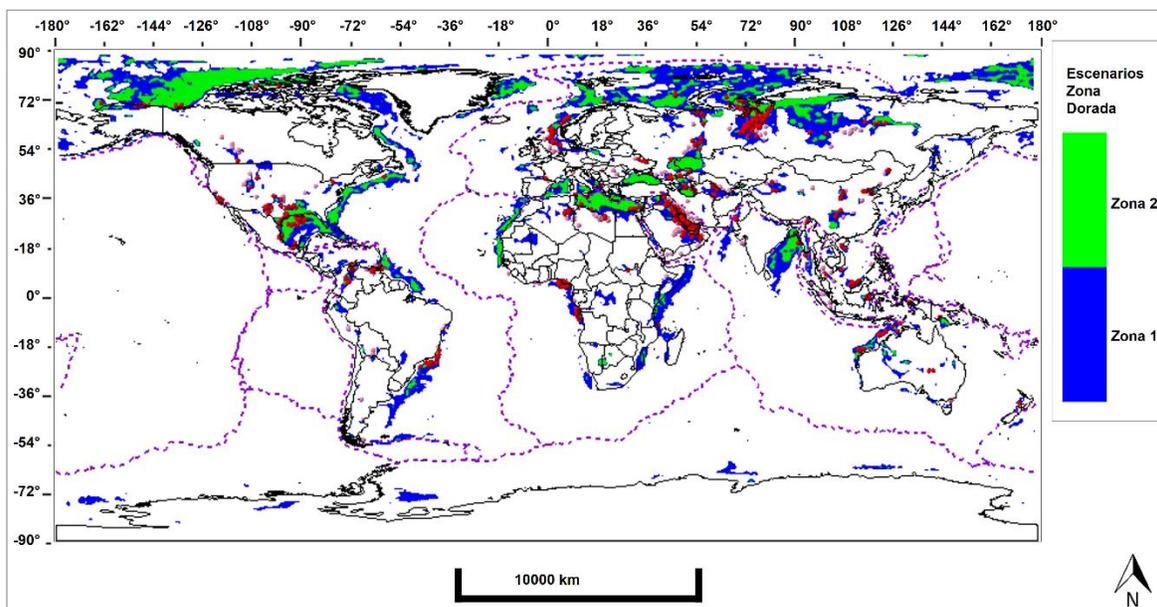


Figura 16. Mapa global de presencia de Zona Dorada, estimado a partir de la profundidad de Curie. Los puntos corresponden a la ubicación de campos gigantes de gas y aceite en el mundo, los rosados son los campos fuera de la Zona Dorada estimada y los rojos se encuentran dentro de la Zona Dorada. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

#### **4. CAPITULO IV: ESTIMACIÓN DE LA ZONA DORADA A NIVEL MUNDIAL A PARTIR DE DATOS DE GRADIENTE GEOTÉRMICO.**

Una interpolación de datos globales de gradiente geotérmico, es la técnica utilizada en este capítulo para obtener una segunda estimación de un mapa global de gradiente geotérmico, el cual permitirá estimar las profundidades correspondientes las isotermas de 60 °C y 120 °C y definir las zonas donde exista presencia de Zona Dorada a nivel mundial.

Las metodologías asociadas a las estimaciones realizadas en este capítulo se describen a continuación:

##### ***4.1. Metodología para la estimación del gradiente geotérmico a partir de datos globales***

A partir de datos de gradiente geotérmico recopilados a nivel mundial, se estimó un mapa de gradiente geotérmico global, mediante una interpolación usando el método de mínima curvatura con tamaño de celdas de 50 km<sup>2</sup>. En adelante nombraremos este mapa de gradiente geotérmico como el obtenido por el método de interpolación.

##### ***4.1.1. Datos***

Para obtener un mapa de gradiente geotérmico global se procedió a recopilar datos de gradiente geotérmico y flujo de calor a nivel mundial (Figura 17); los datos usados se detallan a continuación:

- The Global Heat Flow Database of The International Heat Flow Commission proporcionada por el Profesor Will Gosnold de la Universidad de North Dakota.
- Estudios Geotérmicos en Brasil proporcionados por Fabio Pinto del Observatorio Nacional de Ministerio de Ciencia, Tecnologías, innovaciones y comunicaciones de Brasil.
- Datos de La Cuenca Neuquén en Argentina (Sigismondi et al., 2009)
- Datos de Gradientes geotérmicos estimados para pozos en Colombia, base de datos de la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH).

- Datos de gradiente geotérmico obtenidos de Estados Unidos descargados de “SMU National Geothermal Data System” de la Universidad Southern Methodist.

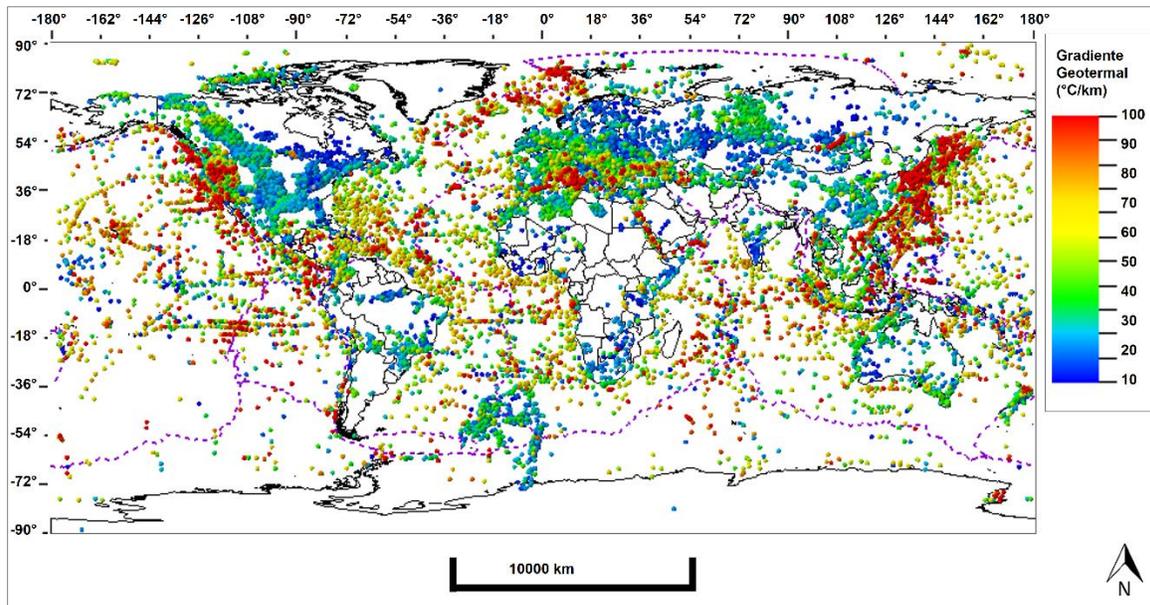


Figura 17. Ubicación de los datos de gradiente geotérmico (unidades en °C/Km) recopilados a nivel mundial. Las líneas punteadas moradas son los límites de placas tectónicas.

#### ***4.2. Metodología para la estimación de la Zona Dorada a partir del gradiente geotérmico obtenido por el método de interpolación***

Para la estimación del mapa de Zona Dorada en esta sección, se calcularon las profundidades asociadas a las isotermas de 60 °C y 120 °C mediante el mapa de gradiente geotérmico mundial obtenido por el método de interpolación y el mapa de profundidad de la base de la capa sedimentaria utilizado, corresponde al estimado en la sección 3.3.2 (Figura 8); la metodología empleada es la descrita en la sección 3.3.

### **4.3. Resultados y discusión**

#### *4.3.1. Mapa global de gradiente geotérmico obtenido por el método de interpolación*

El mapa de gradiente geotérmico obtenido por el método de interpolación presenta un rango de valores de 10 °C/km a 100 °C/km (Figura 18). Definiéndose claramente los límites entre la zona continental y oceánica; observando que en zonas continentales se presentan mayormente valores por debajo de unos 40°C/km y en zonas oceánicas por encima de dicho valor.

En las zonas oceánicas el valor promedio de gradiente geotérmico es de 53 °C/km; en este mapa no se marcan los trazos completos de las dorsales oceánicas, aunque los mismos pueden asociarse con valores por encima de 60 °C/km hasta unos 90 °C/km. De acuerdo con Arndt (2011) en las dorsales oceánicas o en los arcos de islas se esperan gradientes geotérmicos en el rango 40 a 80 °C/km, esto se encuentra acorde con el resultado obtenido en este mapa.

En la zona continental el valor promedio de gradiente geotérmico es de 34 °C/km, siendo marcadas las regiones de los cratones de Norteamérica, Suramérica, el centro y sur de África y el oeste de Oceanía con gradientes geotérmicos por debajo de los 30 °C/km aproximadamente. Estos resultados se ajustan a los teóricos esperados para zonas estables de corteza continental, los cuales se encuentran de 20 a 30 °C/km (Arndt, 2011).

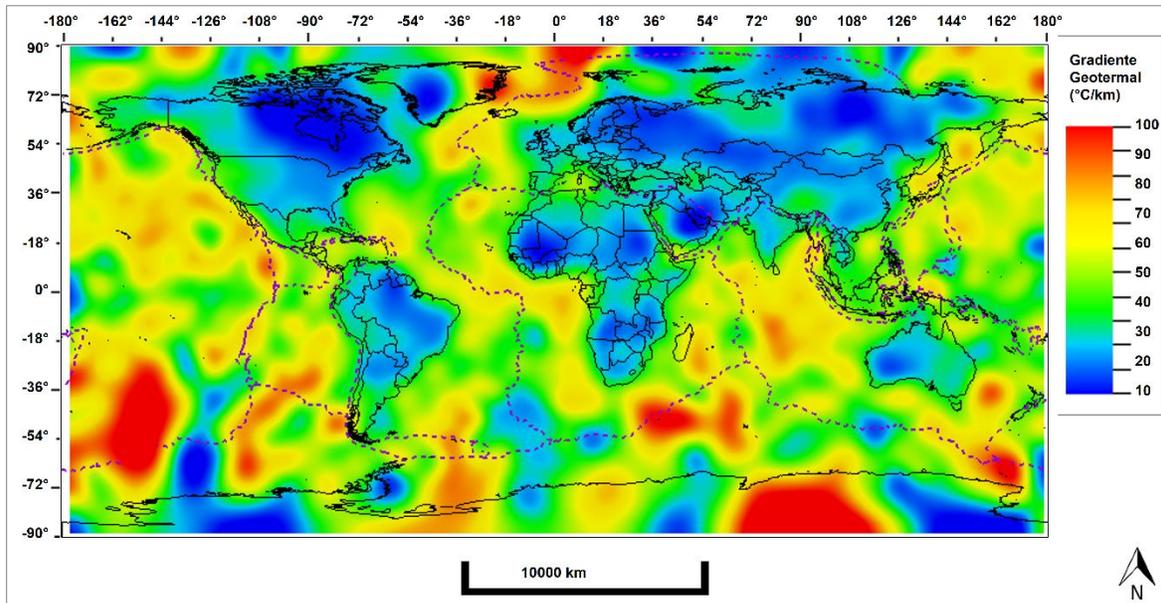


Figura 18. Mapa global de gradiente geotérmico (unidades en °C/Km) obtenido por el método de interpolación. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

#### 4.3.2. Mapa global de Zona Dorada a partir del gradiente geotérmico obtenido por el método de interpolación

En el mapa de presencia de Zona Dorada obtenido en esta sección, presenta un ajuste del 80% con los campos petroleros gigantes productores de aceite o gas dentro de la Zona Dorada (Figura 19). Para los campos petroleros que quedaron fuera de la Zona Dorada estimada; se debe considerar que pueden ocurrir variaciones locales del gradiente geotérmico no reflejadas en el mapa global de gradiente geotérmico.

Este resultado presenta una buena correlación de la Zona Dorada con la localización de los campos petroleros gigantes; aunque el mapa de gradiente geotérmico usado para esta estimación muestra variaciones locales de temperatura en zonas con alta densidad de mediciones, pero en zonas con baja densidad de datos o con una fuerte dispersión de valores en localidades vecinas, la precisión para ajustarse al modelo geológico global disminuye; por lo anterior se estima en el próximo capítulo un mapa global de gradiente geotérmico calibrado, el cual incorpore datos de gradientes geotérmico con el mapa de gradiente

geotérmico obtenido por el método magnético; la metodología para dicha estimación se explica en el Capítulo 5.

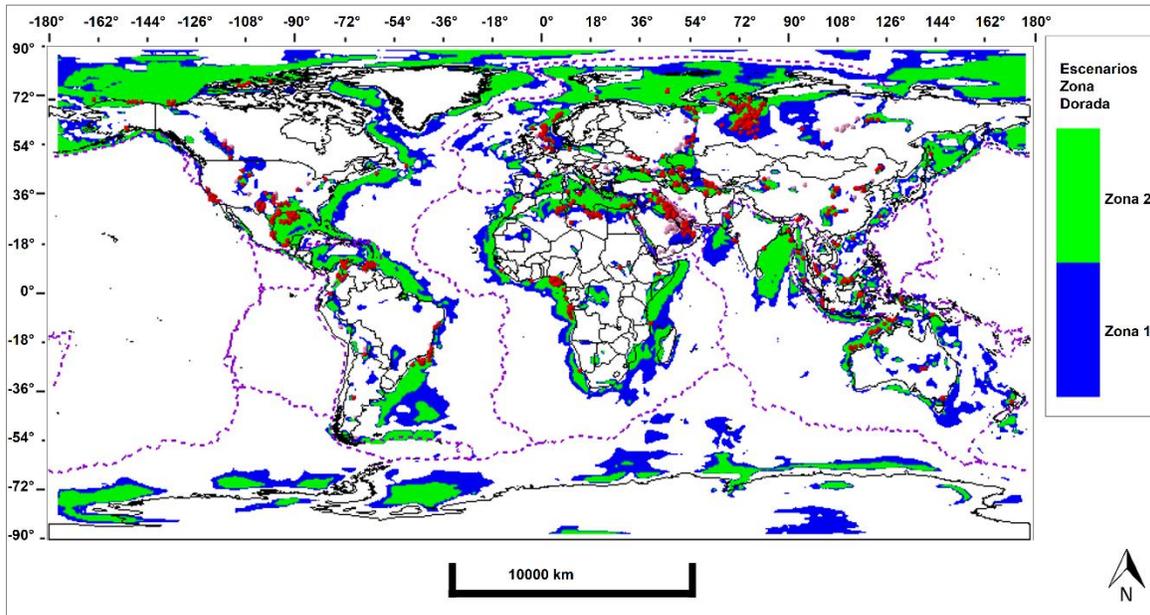


Figura 19. Mapa global de presencia de Zona Dorada, estimado a partir del gradiente geotérmico obtenido por el método de interpolación. Los puntos corresponden a la ubicación de campos gigantes de gas y aceite en el mundo, los rosados son los campos fuera de la Zona Dorada estimada y los rojos se encuentran dentro de la Zona Dorada. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas

## **5. CAPITULO V: ESTIMACIÓN DE LA ZONA DORADA A NIVEL MUNDIAL MEDIANTE UNA INTEGRACION DE DATOS DE GRADIENTE GEOTÉRMICO Y PROFUNDIDAD DE CURIE**

En esta sección se realiza una última estimación de un mapa global de gradiente geotérmico, integrando los datos de la base global gradiente geotérmico y el resultado de gradiente geotérmico obtenido mediante la profundidad de Curie. Lo anterior porque el mapa de gradiente geotérmico obtenido por el método magnético representando un modelo geológico global de variaciones en temperatura, mientras que en el mapa obtenido por el método de interpolación se observan más las variaciones locales de temperatura, pero lo anterior solo en zonas con una alta densidad de mediciones. Al integrar más variables en la interpolación se obtendrá un resultado más confiable y de mayor precisión.

### ***5.1. Metodología para la estimación del gradiente geotérmico a partir de datos de datos globales integrados con los resultados previos de gradiente geotérmico por el método magnético***

Para estimar un mapa de gradiente geotérmico global más confiable, se realizó una nueva estimación mediante el método de interpolación Cokriging Colocado, una versión del kriging con múltiples variables, donde la estimación de la variable principal se realiza tomando en cuenta otra variable correlacionada, llamada variable secundaria, la cual debe ser conocida en todos los puntos donde se va a estimar la variable principal y se debe conocer el coeficiente de correlación entre las variables. En este caso se usó la base de datos recopilada de gradiente geotérmico como variable principal y el mapa de gradiente geotérmico obtenido por el método magnético como variable secundaria. En adelante nombraremos este resultado como el mapa de gradiente geotérmico calibrado.

Para representar adecuadamente la anisotropía en la variación espacial de los datos de gradiente geotérmico, se realizó un mapa variográfico (Figura 20), el cual permite visualizar el variograma de los datos en todas las direcciones, este permite observar las direcciones principales de la anisotropía para definir el variograma empleado en la interpolación mediante el kriging. Se puede observar que las direcciones de mayor y menor anisotropía se

presentan a N70°E y N20°W, respectivamente, por lo cual se estimaron los variogramas en dichas direcciones, obteniéndose un rango de  $6 \times 10^6$  y  $3 \times 10^6$  m en los variogramas para las direcciones de mayor y menor anisotropía, respectivamente.

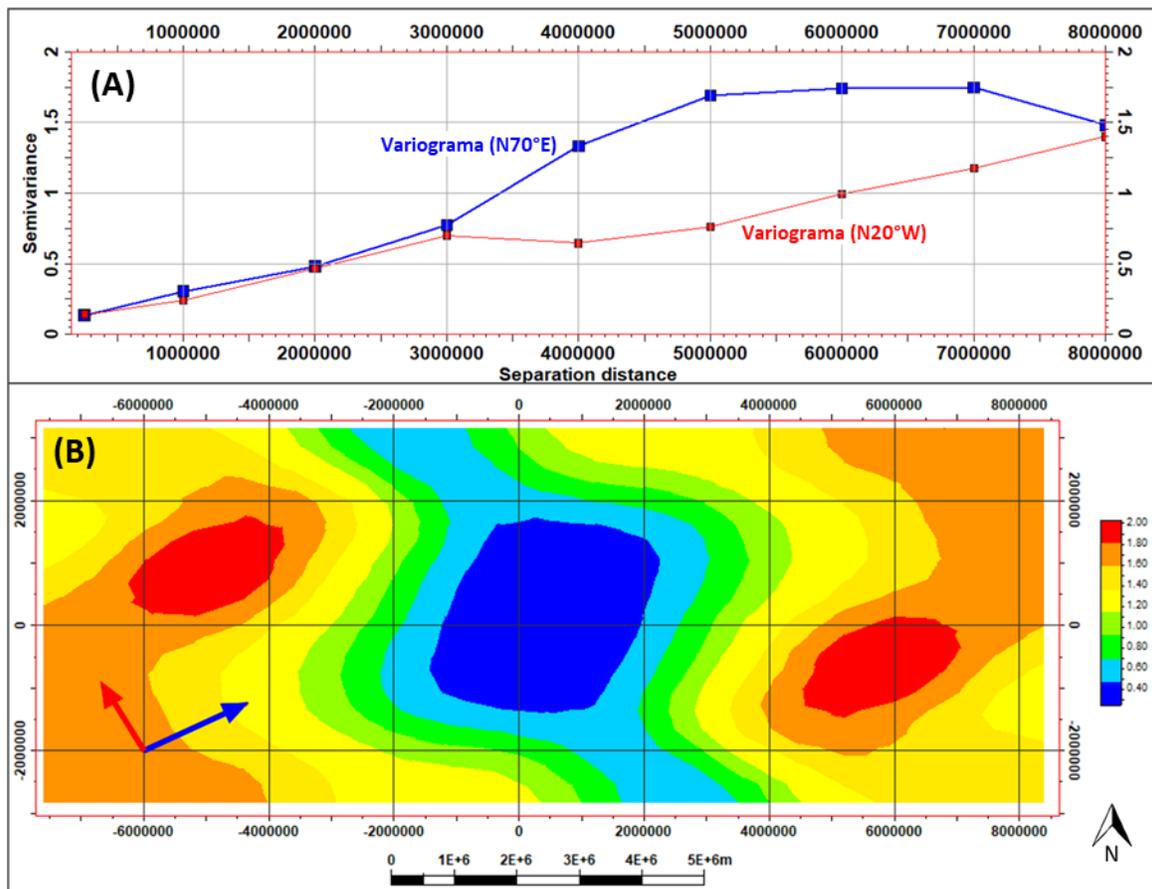


Figura 20. (A) Variograma de los datos de gradiente geotérmico en las direcciones de mayor (N70°E) y menor (N30°W) anisotropía. (B) Mapa variografico de los datos de gradiente geotérmico. Todas las unidades de distancia están expresadas en metros (m).

## 5.2. Metodología para la estimación de la Zona Dorada a partir del gradiente geotérmico calibrado

La estimación del mapa de Zona Dorada realizada en esta sección, sigue la metodología descrita anteriormente en la sección 3.3, utilizando el mapa de gradiente geotérmico calibrado para la estimación de las profundidades asociadas a las isotermas de 60 °C y 120

°C y el mapa de profundidad la base de la capa sedimentaria estimado en la sección 3.3.2 (Figura 8).

Una vez estimada las regiones con presencia de Zona Dorada, se estimó el espesor de la misma, de acuerdo al escenario resultante (Figura 9):

- Zona 1  $\rightarrow$  *Espesor ZonaDorada = Base capa de Sedimentos – Tope ZonaDorada*
- Zona 2  $\rightarrow$  *Espesor ZonaDorada = Base ZonaDorada – Tope ZonaDorada*

Las regiones con presencia de Zona Dorada, fueron acotadas de acuerdo a los parámetros de espesor y profundidad mínima reportados en la bibliografía para campos de aceite o gas a nivel global. De acuerdo al trabajo reportado por Al-Ibrahim et al. (2015), donde se describe el proceso de perforación de pozos para crudo pesado en yacimientos poco profundos de 500 a 1000 pies de profundidad desde la superficie, se definió la profundidad mínima requerido en 150 m; y de acuerdo al estudio realizado por Vo et al., (2001) en reservorios ultra delgados con bandas de crudo de menos de 20 pies, se definió el espesor mínimo requerido en 5 m. Resultando que se eliminan del mapa las regiones donde la Zona Dorada estimada inicialmente se ubica en profundidades menores a 150 m desde la superficie topográfica y/o con espesores menores a los 5 m.

### **5.3. Resultados y discusión**

#### *5.3.1. Mapa global de gradiente geotérmico calibrado*

El mapa global de gradiente geotérmico calibrado presenta un rango de valores de 10 °C/km a 90 °C/km (Figura 21). Observándose bien definidos los límites entre las zonas continental y oceánica. En las zonas continentales se presentan valores menores respecto a zonas oceánicas, asociado esto con la actividad tectónica y magmática en esta última que produce fuertes variaciones de temperatura en los primeros kilómetros de la corteza.

Las zonas oceánicas tienen un valor promedio de gradiente geotérmico de 52 °C/km; los trazos de las dorsales oceánicas presentan valores por encima de 60 °C/km, los resultados anteriores se ajustan a los esperados en las dorsales oceánicas los cuales están en un rango de 40 a 80 °C/km (Arndt, 2011).

Las zonas continentales presentan un valor promedio de gradiente geotérmico de 25 °C/km, diferenciándose los cratones con gradientes geotérmicos por debajo de los 20 °C/km aproximadamente, particularmente en Norteamérica, Suramérica, centro y sur de África y oeste de Oceanía, ajustándose este resultado a los valores teóricos esperados para zonas estables de corteza continental, reportados por Arndt (2011) de 20 a 30 °C/km.

Aunque el rango de valores en este mapa de gradiente geotérmico no presenta mayores variaciones respecto al obtenido mediante la interpolación, este mapa posee un mayor control en la interpolación en zonas con baja densidad de datos, mostrando un modelo global de gradiente geotérmico mejor ajustado a las variaciones locales de temperatura en diferentes regiones, asociadas con los diferentes ambientes geotectónico y que honra los datos reales de gradiente geotérmico.

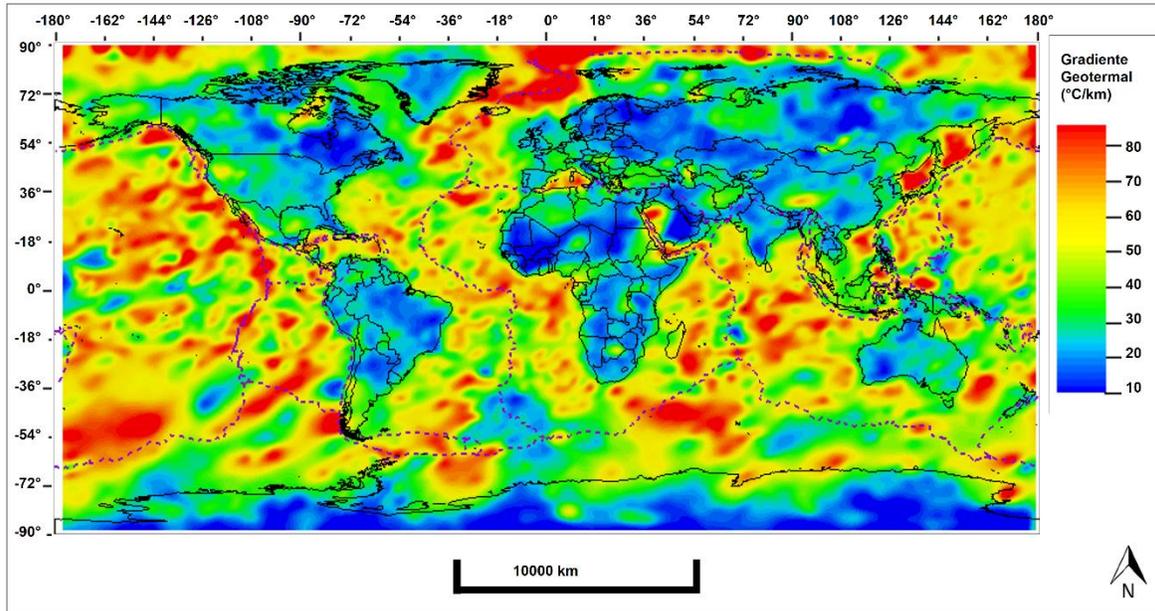


Figura 21. Mapa global de gradiente geotérmico calibrado (unidades en °C/Km). Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

### 5.3.2. Mapa global de Zona Dorada a partir del gradiente geotérmico calibrado

El mapa global de presencia de Zona Dorada (Figura 22) obtenido en esta sección tiene un ajuste del 77% con la ubicación de los campos petroleros gigantes analizados dentro de la misma, dichos campos dentro de la Zona Dorada contienen un 76% del volumen de las acumulaciones (EUR) total comprendido por los campos gigantes, reportado en la base de datos de Horn (2005).

En las zonas donde quedaron campos por fuera de las regiones definidas con presencia de Zona Dorada; se deben incorporar datos geotérmicos locales, que permitan modelar las variaciones locales de temperaturas no cubiertas por el mapa global de gradiente geotérmico calibrado, debido a la escala manejada y el tamaño celdas empleado, por ser un modelo global el objetivo de esta investigación de este trabajo.

El mapa de gradiente geotérmico calibrado, presenta valores que pueden considerarse más confiable al ser obtenido por un cálculo de múltiples variables, por lo cual el resultado

de presencia de Zona Dorada obtenido en esta sección podría utilizarse como una herramienta útil en las definición de zona de interés de prospección de hidrocarburos en zonas de frontera.

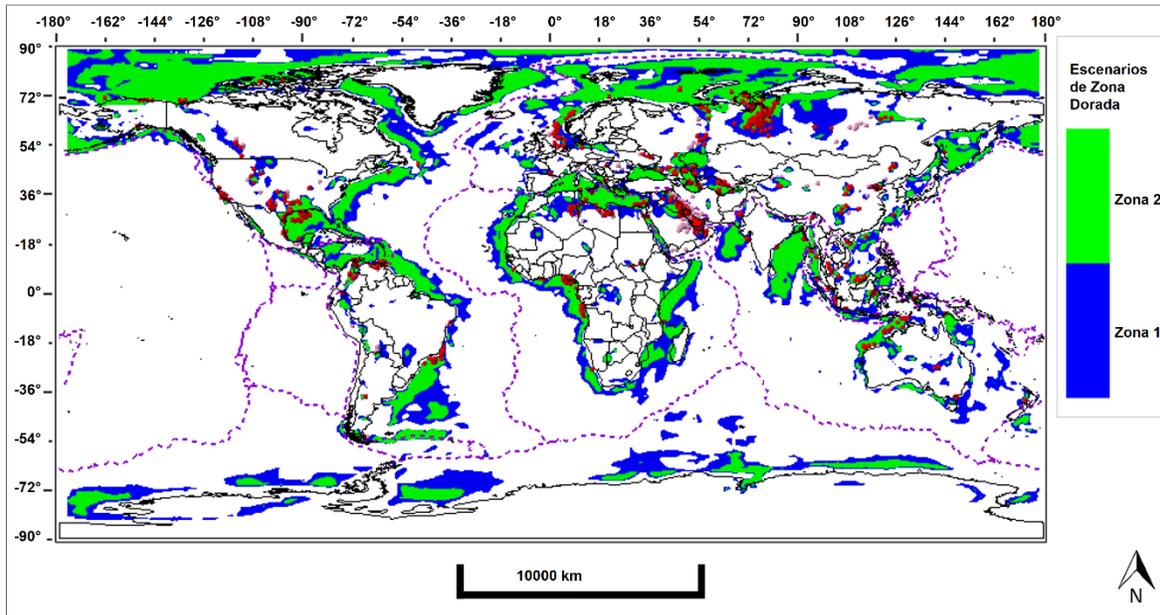


Figura 22. Mapa global de presencia de Zona Dorada, estimado a partir del mapa del Gradiente geotérmico corregido. Los puntos corresponden a la ubicación de campos gigantes de gas y aceite en el mundo, los rojos son los campos dentro de la Zona Dorada estimada y los rosados se encuentran fuera de la Zona Dorada. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

De acuerdo al mapa obtenido (Figura 22) existe presencia de Zona Dorada en regiones como Groenlandia, el margen este de Norteamérica, al sureste de Argentina, el margen este de África y el margen este de Australia, donde se debe estudiar si se produjeron las condiciones del sistema petrolífero para producir aceite o gas que pudiera entraparse. Considerando que la Zona Dorada nos indica donde se dan las condiciones para la acumulación de aceite y gas pero no garantiza que se encuentren todos los elementos del sistema petrolífero.

La profundidad de la Zona Dorada está dada por el mapa del tope (Figura 23), la cual muestra un rango de profundidad de 500 m a 3000 m, con valor promedio global de 1500 m. Observándose zonas donde esta se presenta más profunda como al noreste de África, al oeste

de Asia, los Montes Urales y la Plataforma siberiana; donde la profundidad del Tope de la Zona Dorada está por encima de los 2750 m.

El mapa de la base de la Zona Dorada (Figura 24) muestra un rango de 1000 a 5000 m; con valor promedio global de 2500 m, este mapa de acuerdo a la definición de la Zona Dorada, nos indica la profundidad máxima esperada donde se podrían encontrar reservorios importantes de aceite y/o gas, por debajo de esta profundidad se reducen las posibilidades de encontrar reservorios importantes de hidrocarburos debido a las fracturas hidráulicas que se pueden producir en los estratos debido a las sobrepresiones. Las zonas donde se alcanzan las mayores profundidades de la Zona Dorada se ubican al norte de Alaska, en el Golfo de México, al noreste de África, al oeste de Asia, los Montes Urales, en el Golfo Pérsico, al norte de Europa y en la Plataforma siberiana, en dichas regiones las profundidades son cercanas a los 5000 m.

Con los mapas de profundidades asociados al tope y base de la Zona Dorada, se analizaron los datos en profundidad, revisándose cuales de los campos localizados dentro de regiones con presencia de Zona Dorada (perspectiva en 2-dimensiones), se encontraban también entre las profundidades del tope y base estimado, para esto se consideró el dato de profundidad del reservorio principal (Depth of the Primary Producing Reservoirs) en la base de datos de Horn (2005), obteniéndose al aplicar este filtro que un 70% de los campos petroleros gigantes reportado en la base de datos de Horn (2005) se encuentran dentro de regiones con presencia de Zona Dorada y de las profundidades límites del tope y base, comprendiendo estos campos un 70% del volumen de las acumulaciones (EUR) total reportado para los campos gigantes.

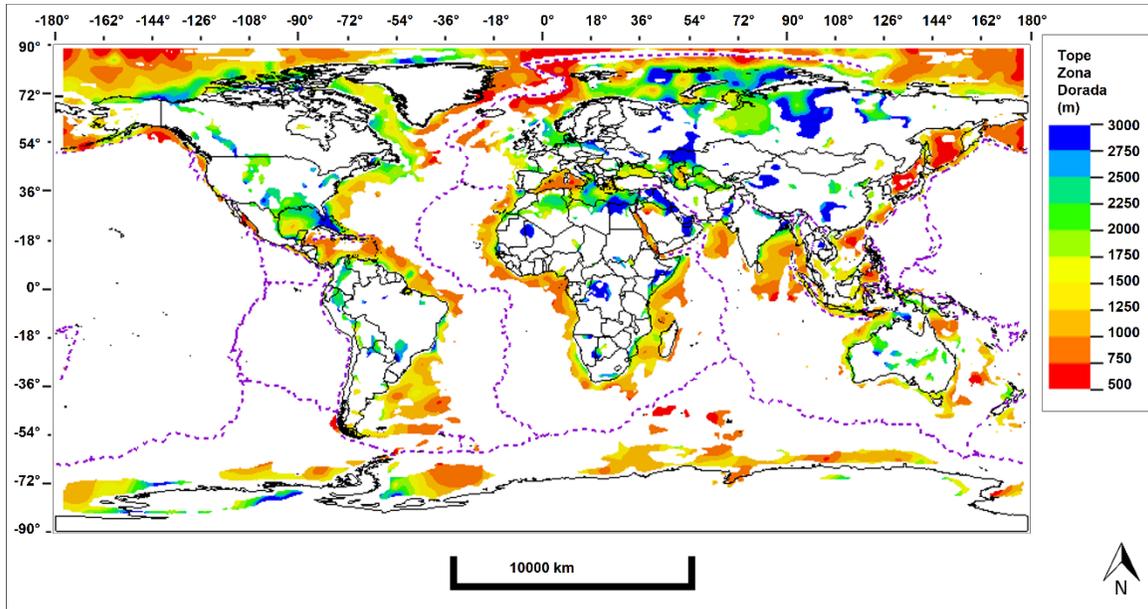


Figura 23. Mapa global de profundidad del Tope de la Zona Dorada a nivel mundial (unidades en m), estimado a partir del mapa de Gradiente geotérmico corregido. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

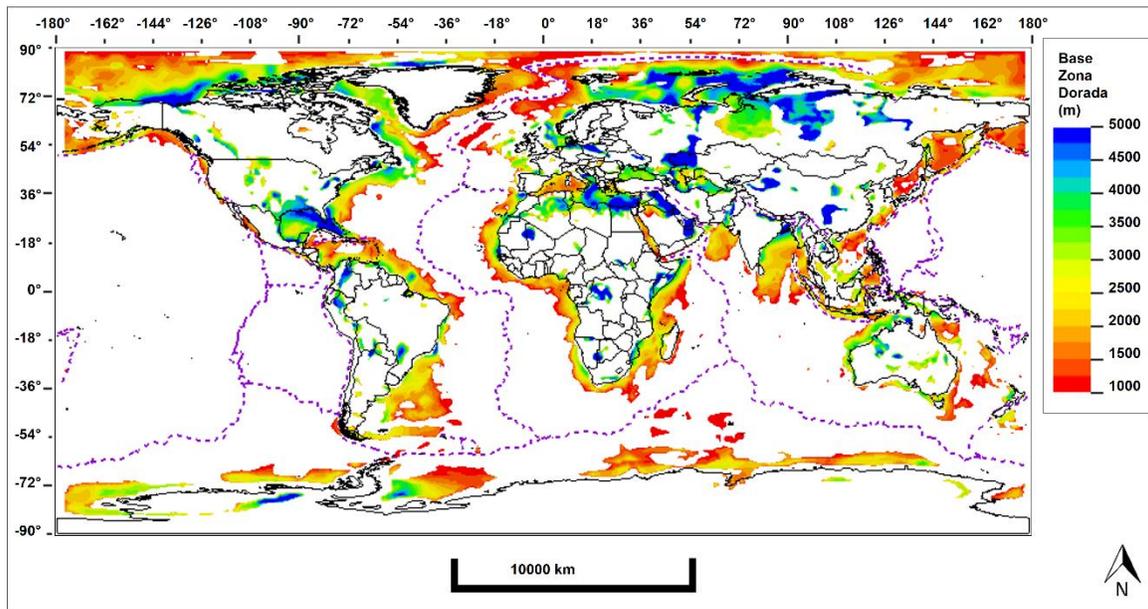


Figura 24. Mapa global de profundidad de la Base de la Zona Dorada a nivel mundial (unidades en m), estimado a partir del mapa de Gradiente geotérmico corregido. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

Varios estudios previos han identificado el rango de profundidad donde se ubican principalmente los campos petroleros a nivel mundial, entre dichos estudios se encuentra el de Moody (1975), donde se muestra que la presencia de los campos se ubica en promedio de 250 m a 4000 m, con una frecuencia mayor de campos alrededor de los 2000 m (Figura 25B); el estudio de Tissot y Welte (1984), donde se afirma que la profundidad promedio de los campos en diferentes cuencas del mundo se encuentra entre 1195 m a 1960 m; la base de datos de campos gigantes de Horn (2005), donde a partir de la información disponible, se evidencia que el promedio de profundidad para dichos campos se ubica de 250 m a 5000 m, con una frecuencia mayor de campos alrededor de los 1250 m (Figura 25A). El rango de profundidad estimado para la Zona Dorada en este trabajo se ubica de 500 m a 5000 m, el cual se ajusta bien a los rangos definidos en trabajos anteriores.

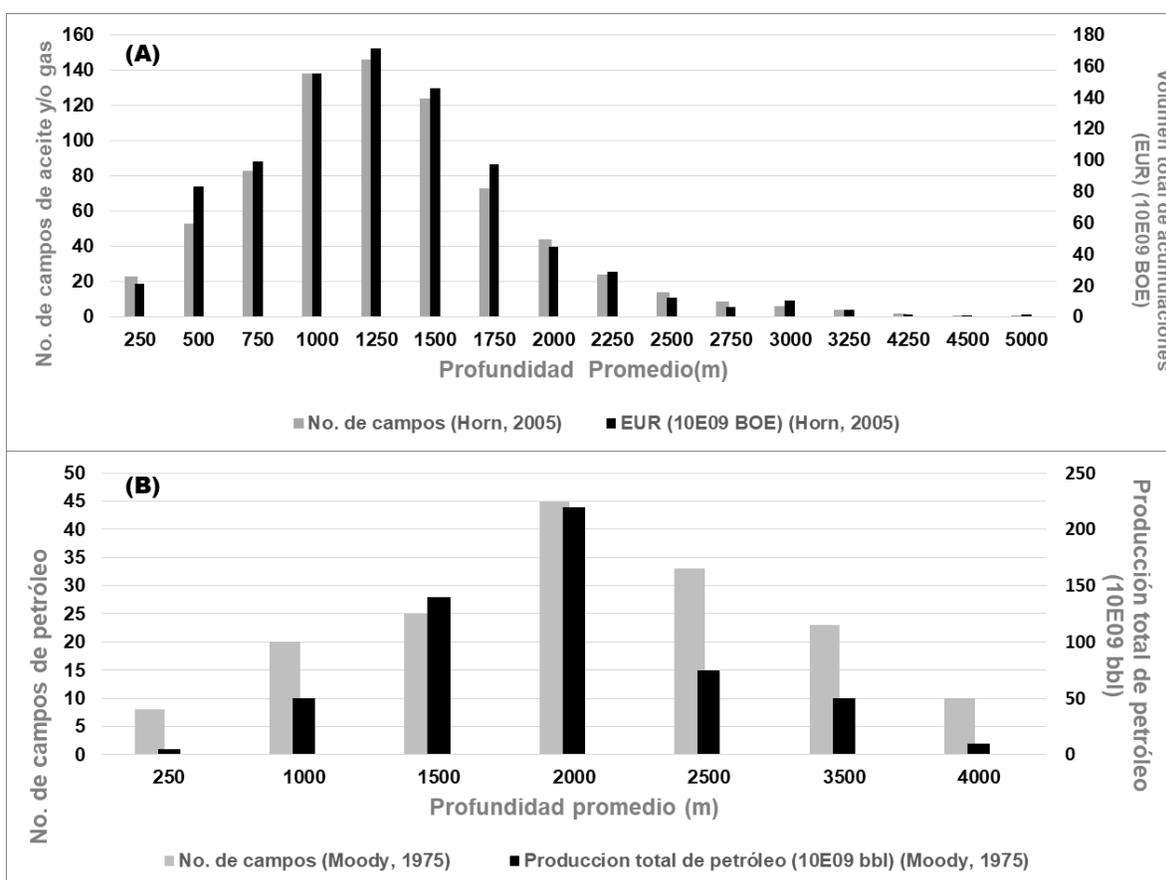


Figura 25. (A) Profundidad promedio de No. de campos y Volumen total de acumulaciones (EUR), datos tomados de Horn (2005), (B) Profundidad promedio de No. de campos y producción total de petróleo, datos tomados de Moody (1975).

El mapa de espesores de la Zona Dorada (Figura 26) muestra valores generales de los 5 m a 3000 m, con un promedio global de 1000 m. Las regiones con mayor espesor de Zona Dorada se encuentran al norte de Alaska, en el Golfo de México, al noreste de África, en los Montes Urales, el Golfo Pérsico, al norte de Europa y en la Plataforma siberiana donde los espesores se ubican por encima de 2750 m. En la periferia los espesores decrecen hasta llegar a valores cercanos a 5 m, el cual es el mínimo presentado, el mapa dichos valores se unifican en una sola banda de color azul oscuro de 5 m a 250 m.

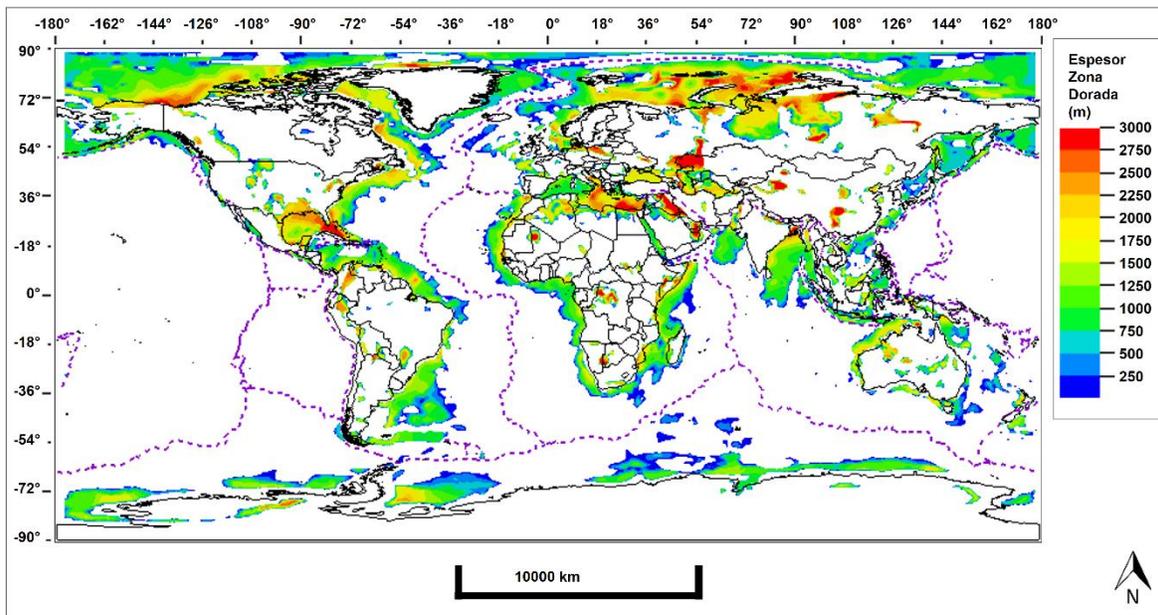


Figura 26. Mapa global de espesores la Zona Dorada a nivel mundial (unidades en m), estimado a partir del mapa de Gradiente geotérmico corregido. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

Mann et al. (2001) y (2003) realizó una definición de regiones petrolíferas a nivel mundial de acuerdo a la distribución de los campos gigantes de aceite y gas, considerando sólo aquellos campos con al menos 500 millones de barriles y las características tectónicas de las cuencas. Mann et al. (2001) define 20 regiones basadas en 592 campos gigantes y en el trabajo de Mann et al. (2003) se actualizó dicho trabajo definiendo 27 regiones basadas en 877 campos gigantes en el mundo.

Comparando el mapa de presencia de Zona Dorada con las regiones definidas en Mann, (Figura 23), se observa que hay buena coincidencia entre dichas regiones y la Zona Dorada estimada. Pudiendo afirmarse que el mapa de Zona Dorada obtenido representa una buena aproximación de las zonas prospectivas para aceite y gas a nivel mundial.

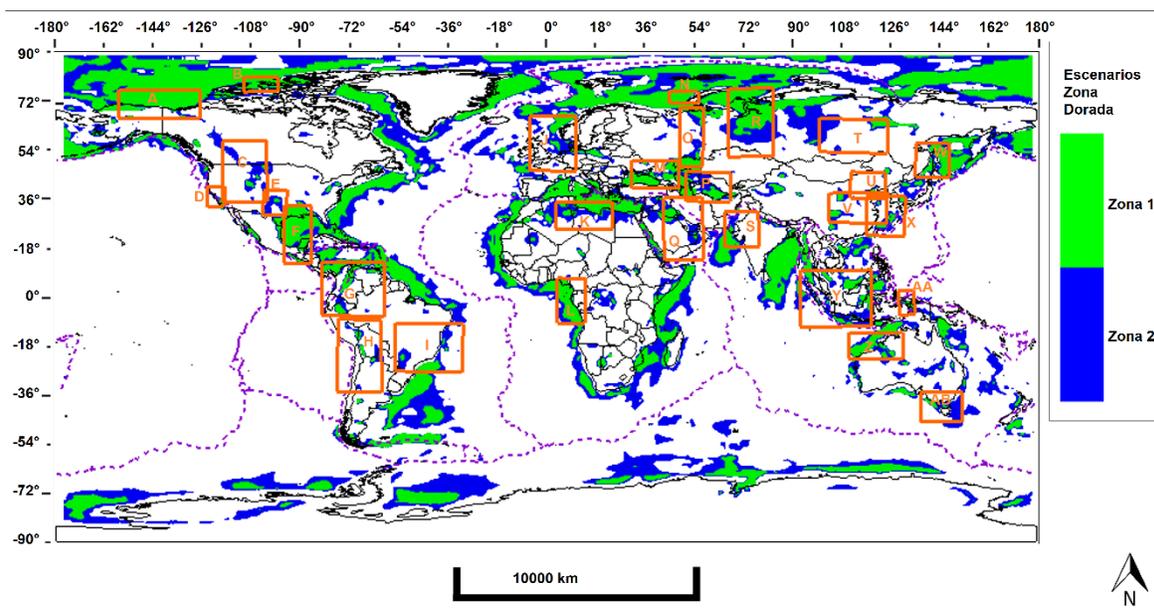


Figura 27. Mapa global de Zona Dorada y las regiones definidas por Mann (2001) y (2003) representadas con polígonos naranjas. Las letras en cada polígono indican el nombre de las regiones definidas de acuerdo a la tabla 1. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

Con base en el mapa de Zona Dorada obtenido y considerando la localización de 2222 campos de aceite y gas descubiertos a nivel global reportados en las bases de datos PETRADATA v 1.2 (Lujala et al., 2007) y de Horn (2005), se plantean modificaciones y nuevas regiones adicionales a las definidas en Mann et al. (2001) y (2003). La figura 28 muestra estas nuevas regiones. Se observa que la totalidad de campos de aceite y gas junto con la Zona Dorada sugiere nuevas áreas prospectivas.

En el apéndice A se presenta imágenes con menor escala de los mapas de Zona Dorada, para una visualización mejor por regiones.

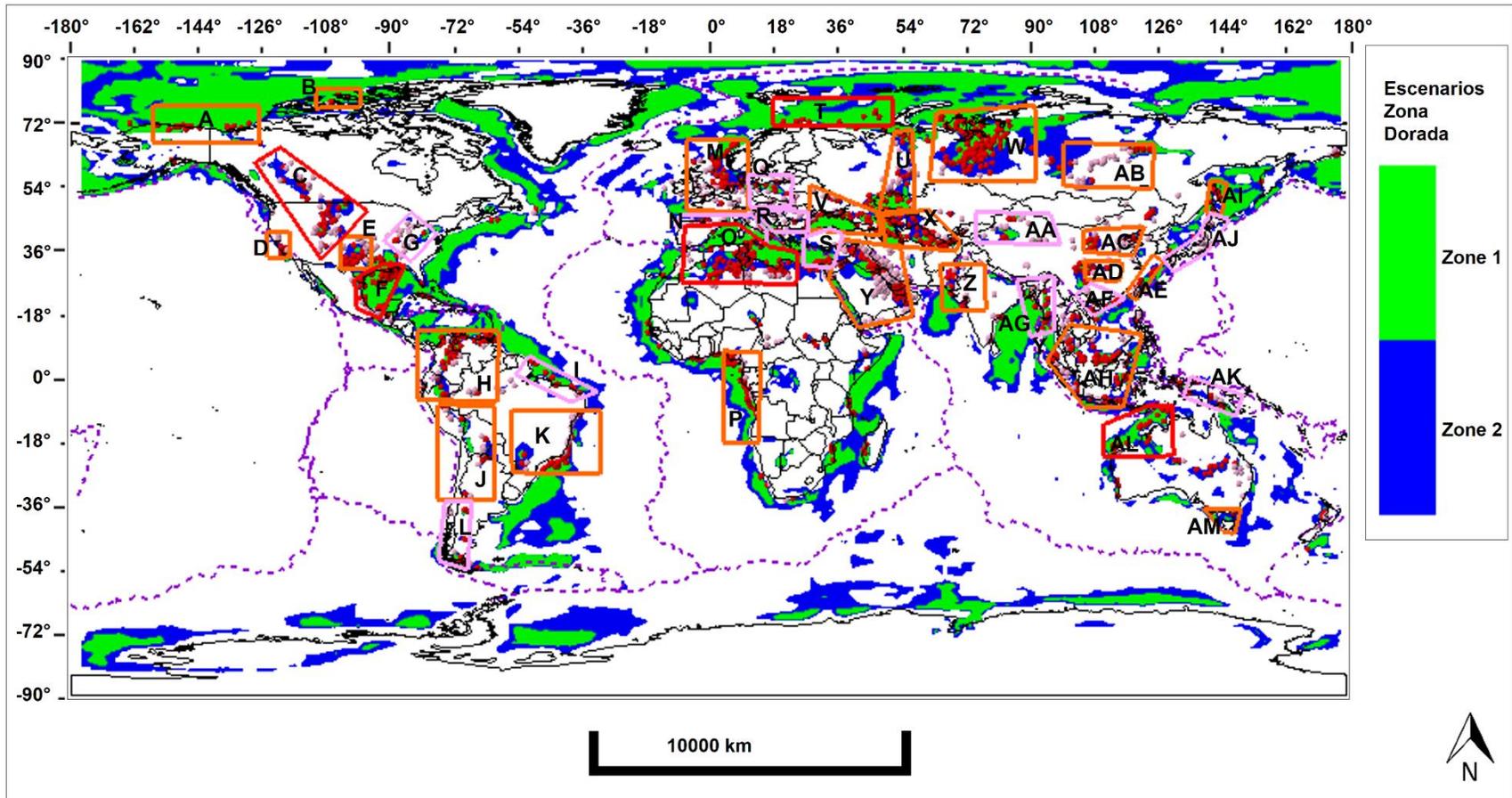


Figura 28. Mapa global de Zona Dorada con las ubicaciones de los campos gigantes de aceite y gas en el mundo (punto rojos y rosados corresponden a campos dentro y fuera de la Zona Dorada respectivamente), las regiones definidas por Mann (2001) y (2003) están representadas con polígonos naranja, las definidas a partir de modificadas a las originales de Mann (2001) y (2003) con polígonos rojos y las nuevas definidas en este trabajo con color rosado. Las letras en cada polígono indican el nombre de las regiones definidas de acuerdo a la tabla 2. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

(A) Ladera norte de Alaska
(B) Archipiélago Ártico Canadiense
(C) Montañas Rocosas
(D) Sur de California
(E) Cuenca Pérmica de Anadarko
(F) Golfo de México
(G) Norte de Sur América
(H) Sur de los Andes
(I) Brasil
(J) Mar del Norte
(K) Norte de África
(L) Oeste de África
(M) Cáucaso Norte- Caspio Norte
(N) Mar de Barents
(O) Montañas Urales
(P) Caspio sur-Kopet Dag
(Q) Península Arábiga /Golfo Pérsico
(R) Siberia Oeste
(S) India/Pakistán
(T) Plataforma Siberiana
(U) Noreste de China
(V) China
(W) Sajalín
(X) Mar de la China Oriental
(Y) Sonda
(Z) Noroeste de Australia
(AA) Irían Java
(AB) Estrecho de Bass/Australia

Tabla 1. Regiones definidas por Mann (2001) y (2003) indicadas en la figura 27

(A) Ladera norte de Alaska	(U) Montañas Urales
(B) Archipiélago Ártico Canadiense	(V) Cáucaso Norte- Mar Negro
(C) Montañas Rocosas	(W) Siberia Oeste
(D) Sur de California	(X) Caspio Medio y Sur - Kopet Dag
(E) Cuenca Pérmica de Anadarko	(Y) Península Arábiga /Golfo Pérsico
(F) Golfo de México	(Z) India/Pakistán
(G) Los Apalaches	(AA) Noroeste de China
(H) Norte de Sur América	(AB) Sureste Plataforma Siberiana
(I) Noreste de Brasil	(AC) Noreste de China
(J) Andes centrales	(AD) China
(K) Brasil	(AE) Mar de la China Oriental
(L) Sur de los Andes	(AF) Sur de China
(M) Mar del Norte	(AG) Oeste de Birmania, Bangladés, Noreste de India y Golfo de Bengala
(N) Suroeste de Europa	(AH) Sonda
(O) Norte de África y Mar Mediterráneo	(AI) Sajalín
(P) Oeste de África	(AJ) Japón
(Q) Europa central	(AK) Nueva Guinea
(R) Sureste de Europa	(AL) Noroeste de Australia
(S) Anatolia /Mar Egeo	(AM) Sur de Australia
(T) Mar de Barents	

Tabla 2. Regiones definidas por Mann (2001) y (2003) y modificaciones indicadas en la figura 28

En la Tabla 3 se realiza una descripción del tipo de cuenca, principales rasgos tectónicos asociados a las zonas con presencia de campos petroleros; así como datos de gradiente geotérmico, espesor sedimentario, número de campos petroleros y espesor de la Zona Dorada, extraídos para las regiones listadas en la Tabla 2, que incluyen las regiones definidas por Mann et al. (2001) y (2003) y las regiones modificadas y adicionadas en este trabajo.

Para realizar las figuras asociadas a cada región se utilizaron archivos shapefiles con información de cuencas sedimentarias a nivel mundial, provincias geológicas en diferentes

regiones, límites tectónicos, información hidrográfica y mares del mundo, entre otros. A continuación una lista de los archivos shapefile utilizados:

- Sedimentary Basins of the World de Robertson Basins and Plays (Tellus™), este archivo forma parte de una extensa base de datos de sistemas petrolíferos, forma parte de CGG Robertson New Ventures product suite, agregado desde ArcGIS Services Directory.
- Oil\_and\_gas\_reserves\_Petrodata\_V1.2, este conjunto de datos contiene la localización geográfica de los campos de aceite y gas a nivel mundial, tomado de Lujala et al., (2007)
- World Mountain Ranges agregado desde ArcGIS Services Directory (([https://services1.arcgis.com/VAI453sU9tG9rSmh/arcgis/rest/services/WorldGeo\\_Physical\\_features/FeatureServer](https://services1.arcgis.com/VAI453sU9tG9rSmh/arcgis/rest/services/WorldGeo_Physical_features/FeatureServer)), contiene las principales regiones fisiográficas del mundo. Incluye montañas, desiertos, planicies y otros rasgos geográficos.
- structural\_elements, este conjunto contiene los principales elementos de la Plataforma Noruega y áreas adyacentes, tomado del Norwegian Petroleum Directorate (2019).
- Geologic provinces of Europe including Turkey, este conjunto de mapas es parte de la serie de U.S. Geological Survey's World Energy Project, tomado de Pawlewicz et al., (2002).
- Geologic provinces of África, este conjunto de mapas es parte de la serie de U.S. Geological Survey's World Energy Project, tomado de Persits et al., (1997).
- Geologic provinces of the Peninsula Arabica, este conjunto de mapas es parte de la serie de U.S. Geological Survey's World Energy Project, tomado de Persits et al., (1997).
- Geologic provinces of Iran, este conjunto de mapas es parte de la serie de U.S. Geological Survey's World Energy Project, tomado de Pollastro et al., (1997).
- Geologic provinces of the Asia Pacific Region, este conjunto de mapas es parte de la serie de U.S. Geological Survey's World Energy Project, tomado de Steinshouer et al., (1999)

- Plates\_PlateBoundary, contiene información de los límites entre las placas tectónicas a nivel mundial, forma parte del proyecto PLATES realizado por University of Texas Institute for Geophysics, tomado de Coffin et al., (1998).
- Plate Lines and Polygons, Tectonic Plates, PlateLn\_Type, archivos agregados desde ArcGIS Services Directory; contienen los límites de las placas tectónicas y los tipos de límites correspondientes (convergente, divergente o transformantes).
- World Major Rivers agregado desde ArcGIS Services Directory; contiene una mapa base de los principales ríos del mundo.
- World Volcanoes, contiene la localización de volcanes en el mundo reportados por el Smithsonian Institution y el Global Volcanism Program, tomado del Global Volcanism Program, (2013).
- ETOPO 1 Hillshade, contiene un mapa de relieve de la superficie terrestre que integra la topografía terrestre y la batimetría oceánica, tomado de Amante et al., (2009).

En la tabla 3 a continuación, se presenta la descripción de las regiones listadas en la Tabla 2, la ubicación de las diferentes regiones se presenta en la Figura 21.

Tabla 3. Descripción de las regiones listadas en la Tabla 2

<b>REGION</b>	<b>TIPO DE CUENCA</b>	<b>DESCRIPCION GENERAL</b>
<b>(A) LADERA NORTE DE ALASKA Y DELTA MACKENZIE</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un margen continental pasivo frente a una cuenca oceánica.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 13000 m. El gradiente varia de 20 °C/km a 55 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 75 m a 3012 m. Hay 9 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 29): De sur a norte en la zona de Alaska se presenta primero los pliegues y fallas de la Cordillera Brooks, luego las rocas deformadas del Piedemonte del Norte y la Planicie costera Ártica (Ayuso, et. al, 2007). Al este en Canadá se encuentra el sistema deposicional del Delta Mackenzie asociado al río del mismo nombre y que limita al SE con la planicie Anderson (Mcneil, 2001) en la Cuenca Anderson
<b>(B) ARCHIPIÉLAGO ÁRTICO CANADIENSE</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un rift continental con superposición de cuencas extensas y poco profundas formado durante la apertura de la Cuenca de Canadá.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 12300 m. El gradiente varia de 22 °C/km a 50 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 90 m a 2217 m. Hay 3 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 30): Esta región se encuentra dentro de la Cuenca Sverdrup que corresponde a un gran depocentro en las Islas del Archipiélago Ártico Canadiense, donde se presentan espesores sedimentarios Carboníferos a Paleógenos (Embry y Beauchamp, 2019). Al norte se encuentra la Plataforma Continental Ártica y al SO de la región se presenta la Isla Melville donde se encuentran cinturones de plegamientos y cabalgamientos (Harrison, 1995).
<b>(C) MONTAÑAS ROCOSAS</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a una colisión continental asociada a la acreción de terrenos, colisión de arco y/o subducción superficial en el margen del Pacífico de Norteamérica.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 7400 m. El gradiente varia de 20 °C/km a 50 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 7 m a 2405 m. Hay 11 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 31): Las Montañas Rocosas se extienden desde la Columbia británica nororiental, Canadá, hasta el sur de Nuevo México. A lo largo del lado occidental de las Montañas Rocosas se encuentra la Fosa de las Montañas Rocosas, ampliamente conocida como una cadena de valles lineales interconectados (Campbell y Gabrielse, 1987). Al este se ubica la cuenca del antepaís que consta de una gran llanura, segmentada por levantamientos de basamento compresionales o

		transpresionales (Bally et al., 2012); al oeste la meseta del Colorado y al sur de la región se encuentra la Cuenca Wyoming, esta es una cuenca con un tren oeste-este asimétrica e intramontaña en el antepaís de Las Montañas Rocosas y es bordeada por el Levantamiento Laramide que la rodea (James et al., 1995)
<b>(D) SUR DE CALIFORNIA</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un deslizamiento lateral derecho entre las placas de Norte América y Pacífico-Farallón.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 5220 m. El gradiente varía de 25 °C/km a 79 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 9 m a 1710 m. Hay 12 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 32): En la parte central se encuentran el Valle Central que representa una planicie aluvial con una profunda y gruesa secuencia de sedimentos, al oeste de esta planicie se presentan la Cordillera Costera que comprende intercalaciones de montañas y valles alineados NO sub paralelos a la Falla de San Andrés; luego al sur se encuentran las Cordilleras Transversales una serie de montañas empinadas y valles alineados este-oeste oblicua al tren NO de la costa (California Department of Conservation, California Geological Survey, 2002) y en la parte final al sur se presenta la cuenca Borderlands una cuña acrecionaria y cuenca de antearco (Schindler et al., 2007)
<b>(E) CUENCA ANADARKO-PÉRMICA</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a una colisión continental entre las placas de Norteamérica y Suramérica.	Se presenta un espesor sedimentario de 300 m a 10500 m. El gradiente varía de 22 °C/km a 30 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 12 m a 2773 m. Hay 25 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 33): Al NO tenemos la depresión de la cuenca Ratón, le siguen al este la cuenca de Anadarko que es la más profunda dentro de cratón de Norteamérica y comprende una espesa capa de depósitos sedimentarios (Johnson, 1988) y la pequeña cuenca de Dalhart que es de tipo estratigráfico y estructural, donde se presentan cambios abruptos de facies (Dobervich, et al., 1967), en la zona media de la región se encuentran de oeste a este la Cuenca de Palo Duro que representa un bajo estructural (Budnik, et al., 1989), sigue la Cuenca de Hardeman que es un graben cubierto con sedimentos predominantemente Pensilvánicos a Pérmicos (Altum, 1990.) y las Cuencas Ardmore y Marietta separadas por el Levantamiento Duncan-Criner, estas cuencas estrechas y con dirección NO-SE se ubican en una zona de cinturones de deformación (Clemons, 1984) al sur continúan la cuenca Pérmica que es un sistema sedimentario asimétrico en dirección NO a SE (U.S. Energy Information Administration, 2018) y la Cuenca Fort Worth que es somera y elongada norte-sur con una capa de sedimentos inconformes Paleozoicos que alcanza los 3.7 km (Salem, et al., 2014).
<b>(F) GOLFO DE MÉXICO</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un margen pasivo frente a un cuenca oceánica.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 14200 m El gradiente varía de 18 °C/km a 49 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 35 m a 2643 m. Hay 45 campos gigantes de petróleo y/o gas.

		<p>Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 34</a>):</p> <p>En el Golfo de México se presenta es una gran estructura concéntrica y escalonada; en la parte central encontramos el nivel geomorfológico más profundo en la planicie abisal de la fosa de Sigsbee, al este de la fosa se encuentra el abanico del Mississippi que se extiende hasta el límite del talud continental de la Florida, al norte frente a la costa de Texas y al sur se presentan domos salinos, al SO se presenta la depresión de la fosa de Veracruz y al SE se encuentra el límite de la escarpa de Yucatán que se presenta como un talud continental con terrazas escalonadas. El Talud continental y Plataforma continental bordean la cuenca variando en gradiente y dimensiones según la región, diferenciándose en la zona del Caribe donde es más estrecho y escalonado (Segunda parte Litoral del golfo de México y Mar Caribe de México).</p>
<b>(G) LOS APALACHES</b>	De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a colisión continental asociada a la acreción de terrenos, colisión de arco y/o subducción superficial en el margen del Atlántico de Norteamérica	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 8250 m</p> <p>El gradiente varia de 19 °C/km a 28 °C/km.</p> <p>La zona dorada presenta espesores de 8 m a 2680 m.</p> <p>Hay 1 campo gigante de petróleo y/o gas.</p> <p>Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 35</a>):</p> <p>En esta región encontramos al norte la Cuenca de Michigan centrada en la Península de Michigan, esta cuenca corresponde a una intracratónica con sus límites definidos por una serie de altos, con una forma casi circular, presenta una capa sedimentaria que consiste principalmente de rocas clásticas y carbonatos de Cámbrico a Pensilvanico que alcanza los 17.000 pies en la parte central que es la zona más profunda (Charpentier, 1988). Al oeste esta la cuenca intracratónica de Illinois, de forma ligeramente elongada noroeste-sureste, con una capa de sedimentos de Cámbrico a Pensilvanico, esta cuenca es el resultado de numerosos eventos de subsidencia y levantamientos en los bordes (Macke, 1995); y al este se encuentra la cuenca de los Apalaches que se extiende desde Alabama central hasta las Montañas Adirondack en Nueva York; es una cuenca de antepaís asimétrica y elongada, ubicada al sur y este de la plataforma cratónica y al oeste de una serie de cinturones orogénicos. El flanco noroeste de la cuenca corresponde a un ancho homoclinal que buza suavemente al sureste del Arco de Cincinnati. El flanco este comprende un terreno complejo con fallas de cabalgamiento y plegado que cubre las Montañas de los Apalaches hasta las montañas Blue Ridge, esta zona es conocida como cinturón de Cabalgamiento Oriental (Eastern Overthrust Belt) (Ryder, 1995), en la zona central de la cuenca se encuentra la meseta de los Apalaches que incluye la mayor parte de las Montañas de los Apalaches y una parte pequeña de las planicies de Great Lakes, esta meseta yace a lo largo del flanco este del Arco de Cincinnati, le sigue al este el segmento del Valle y Ridge (fallado/plegado) (Witt Jr., 1993)</p>
<b>(H) NORTE DE SUR AMÉRICA</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a una colisión continental asociada a la acreción de terrenos, colisión de arco	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 17300 m.</p> <p>El gradiente varia de 16 °C/km a 74 °C/km.</p> <p>La zona dorada presenta espesores de 6 m a 2645 m.</p> <p>Hay 38 campos gigantes de petróleo y/o gas.</p> <p>Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 36</a>):</p>

	<p>y/o subducción superficial a lo largo del Pacífico y margen del Caribe de Suramérica.</p>	<p>Al NO se encuentra el Istmo de Panamá, al sur del istmo está el piedemonte de la Cordillera Central donde se encuentran volcanes como Barú y Chiriquí, sigue al este la zona de bajo relieve del canal de Panamá que se ubica entre la cordillera central y las montañas de San Blas y el Darién a lo largo de la costa Caribeña y las Montañas de Maje y Sapo en la costa Pacífica al este del Istmo (Marshall, 2007)</p> <p>La cordillera de Los Andes en la zona occidental del continente Suramericano, se extiende desde el occidente de Venezuela hasta el sur en La tierra del Fuego en Argentina. Los Andes se presentan al norte en Colombia divididos en tres ramas que se extienden hasta la zona norte de Ecuador y luego se reducen a dos ramas en la parte central y sur del país continuando hasta Perú. En Colombia al este de Los Andes colombianos se encuentra la planicie de los Llanos que se extiende hasta Venezuela.</p> <p>En Venezuela se encuentran al norte en la costa con el Mar Caribe de oeste a este primero la Fosa de Lago de Maracaibo que corresponde a la Cuenca de Maracaibo, el Golfo de Venezuela, seguido del sistema de fallas y pliegues de la Cuenca del Falcón y la Cordillera de la Costa en la zona central y oriental que limita al sur con depresión topográfica y tectónica que limita al este con la plataforma deltana y al sur con el Cratón de Guayana (Madrid, 2009).</p> <p>En Ecuador y Perú se encuentra al este de Los Andes la región subandina que comprende las cuencas de antepaís y al oeste en la costa con el Mar Pacífico en Ecuador se presenta la zona de la Costa que es una meseta disecada (Coltorti et al., 2000) y en Perú la planicie costera (Tectonic Framework of Basin Evolution in Perú, Tankard Enterprise Ltd., 2002).</p> <p>Al este de la región se encuentran la cuenca intracratónica de Solimoes que presenta un tren E-O, esta cuenca intracratónica se ubica entre las zonas del cratón de Guyana y Brasileño, esta cuenca se encuentra cubierta completamente por la selva Amazónica Brasileña (Eiras, 1998).</p>
<b>(I) NORESTE DE BRASIL</b>	<p>De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a un margen pasivo frente a una cuenca oceánica (Sur Atlántico).</p>	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 9800 m  El gradiente varía de 19 °C/km a 68 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 12 m a 2223 m.  No hay campos gigantes de petróleo o gas.  Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 37</a>):  El margen ecuatorial de Brasil incluye las cuencas Foz do Amazonas, Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará y Potiguar; dichas cuencas se caracterizan por una tectónica direccional y/o oblicua asociada a zonas de fallas transformantes entre África y Brasil. La evolución del margen ecuatorial de Brasil presenta tres estados: pre-transformante, sin-transformante y post-transformante; este es el mismo modelo que puede aplicarse a las cuencas del margen ecuatorial de África y presentan rasgos estructurales y sedimentarios similares (Pellegrini, 2018)</p>
<b>(J) ANDES CENTRALES</b>	<p>Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a una colisión continental asociada a la acreción de</p>	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 8300 m.  El gradiente varía de 14 °C/km a 61 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 15 m a 2811 m.  No hay campos gigantes de petróleo o gas.</p>

	terrenos, colisión de arco y/o subducción superficial a lo largo del margen del Pacífico de Suramérica.	Los principales elementos tectónicos son ( <a href="#">Figura 38</a> ): A lo largo de la región se presentan con dirección norte-sur la fosa del margen Pacífico de Suramérica, seguido al este del sistema de montañas de Los Andes y el grupo de cuencas de antepaís en la región sub andina (Metcalf, 2014).
<b>(K) BRASIL</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un margen pasivo frente a un cuenca oceánica (Sur Atlántico).	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 6600 m. El gradiente varía de 12 °C/km a 68 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 8 m a 2651 m. Hay 26 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son ( <a href="#">Figura 39</a> ): En la región SE de Brasil se encuentra al SO la Cuenca Paraná, esta es la cuenca intracratónica más grande de Suramérica, la misma tiene una capa de rocas sedimentarias y volcánicas de edades Ordovícico a Cretácico (Zalan et al., 1990); al norte de la región se encuentra el Cratón de Sao Francisco, al este del cratón esta la Cuenca Reconcavo que es graben intracratónico cubierto por sedimentos (Braga et. al, 1994) y al sur continúan las cuencas de Sur Bahía, Espirito Santo, Campos y Santos que representan la provincia salina formada durante la separación de los continentes actuales de América y África, aquí la capa de sal puede alcanzar 2 km y se encuentran a profundidades de 5 a 7 km (Mohriak, 2012), al sur de esta provincia se encuentra el alto de Frorianopolis (Davinson, 2007)
<b>(L) SUR DE LOS ANDES</b>	De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a una colisión continental asociada a la acreción de terrenos, colisión de arco y/o subducción superficial a lo largo del margen del Pacífico de Suramérica.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 7700 m El gradiente varía de 27 °C/km a 87 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 7 m a 1623 m. Hay 2 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son ( <a href="#">Figura 40</a> ): Los Andes del sur incluye el borde sur del Placa oceánica Nazca y un delgado segmento del continente Suramericano, en orden de oeste a este se encuentran la fosa Perú-Chile, la región de antearco que incluye las tierras bajas de la costa Pacífica (Cordillera de la Costa Austral) y las cuencas de antearco marinas y terrestres (Valle central Austral), el arco magmático (Cordillera Principal o Andes de la Patagonia Norte) y la región subandina o de antepaís que corresponde a un cinturón de pliegues y cabalgamientos del retroarco y en un dominio distal el Macizo de la Patagonia (Horton, 2018).
<b>(M) MAR DEL NORTE</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región al norte rift continental con superposición de cuencas extensas y poca profundidad formadas durante la fallida apertura oceánica.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 8800 m. El gradiente varía de 18 °C/km a 74 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 5 m a 2725 m. Hay 38 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son ( <a href="#">Figura 41</a> ): El Mar del Norte se divide en cuatro zonas: norte, central, Moray Firth y sur; cada zona presenta una historia geológica compleja con desarrollos estructurales y estratigráficos únicos controlados por los diferentes eventos tectónicos (Glennie y Underhill, 1998).

	<p>En la zona de Møre y Helgeland en la costa noruega margen continental pasivo frente a una cuenca oceánica (Atlántico Norte).</p>	<p>En la zona norte están las cuencas de Vøring y Møre asociadas al margen pasivo noruego, le sigue al sur la Cuenca del Norte del Mar del Norte que comprende el graben Viking en su zona central y en la costa Noruega la Cuenca Stord que es una cuenca extensional con pendiente hacia el norte (Biddle et al., 1988), la plataforma Horda que es un alto estructural, el Alto Utsira en la placa continental Noruega (Fredin et. al, 2017) y el Graben Asta al este.</p> <p>En la zona central del Mar del Norte se ubica el graben Central que limita al este con la cuenca Noruega-Danesa caracterizada por un ambiente de depositación contralado por valles incisos (Andresen, 2020) donde se presentan estructuras salinas y en su límite oeste se encuentra el Alto Sorvestlandet orientado SE-NO; en el área oeste de la zona central encontramos de norte a sur la Cuenca East Shetland que es un semi graben, la plataforma Shetland que representa al este un alto regional (Nigel, 1998) y al oeste un tren de sub cuencas separadas por altos (Birch-Hawkins et. al, 2018) y La Cuenca West Shetland que representa un rift con tendencia SO-NE (Ritchie et al., 2011). La Cuenca Moray Firth se encuentra al oeste de la zona central esta representa el brazo oeste del rift del Mar del Norte (Roberts et al., 1990) y al sur de Escocia se ubica el graben de la Cuenca Valle Midland orientado NE-SO (Francis, 1978).</p> <p>En la zona sur se encuentran la Cuenca del Mar Este de Irlanda donde el patrón de fallas y la evolución de la cuenca produjeron dos dominios estructurales discretos, al norte la cuenca tiene una inclinación hacia el suroeste u oeste y al sureste una inclinación hacia el este (Knipe, 1993), la Cuenca del Sur del Mar del Norte que es la mayor productora de gas en la plataforma continental del Reino Unido de areniscas Pérmicas selladas por la unidad de sal Zechstein (Stewart et al., 1995), con una historia compleja de subsidencia y levantamientos, seguidos de procesos de extensión que produjeron numerosos plegamientos y fallas de la capa sedimentaria (Balson et al., 2001), la Cuenca Wessex que representa una cuenca tipo rift formada del Pérmico al Cretácico como respuesta al movimiento de la Placa Africana respecto a la Placa de Eurasia (Lake et al., 1987), la Cuenca Paris que corresponde a un depocentro epicontinental desarrollado en la plataforma continental por una serie de levantamientos (Nils Ræstad, 2004); la Cuenca de Noroeste de Alemania que forma parte de una gran depresión epicontinental (Gawenda, 2012) es una cuenca de tipo rift pasivo-activo que consiste de horst y grabenes (Pratsch, 1980) y el Graben Rhine de tendencia SSO-NNE.</p>
<p><b>(N) SUROESTE DE EUROPA</b></p>	<p>De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a una colisión continente-continente entre Eurasia y África</p>	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 7400 m  El gradiente varia de 22 °C/km a 77 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 11 m a 2280 m.  Hay 2 campos gigantes de petróleo y gas.  Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 42</a>):  Al norte de la Península Ibérica, se encuentra la Zona Cantábrica donde se ubica un cabalgamiento de antepaís y el cinturón orogénico asociado a la orogénesis Varisca (Estaun et al., 1990), continuando al este se encuentra la Cordillera Pirenaica asociado a la orogénesis Alpina o Pireneica, formada por el choque oblicuo de las Placas Ibérica y Europea, esta</p>

		comprende la Cordillera Cantábrica y Los Pirineos (Arranz et al., 2011), le sigue al este a lo largo de la costa norte del Mar Mediterráneo una porción de Los Alpes y al extremo este de la región se encuentran al sur los Monte Apeninos que corresponde a uno de las cordilleras más jóvenes del sistema de Los Alpes (Accordi et al., 2009).
<b>(O) NORTE DE ÁFRICA Y MAR MEDITARRRANEO</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un rift continental con superposición de cuencas extensas y poca profundidad formadas durante la apertura del Mediterráneo.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 11200 m. El gradiente varía de 18 °C/km a 83 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 8 m a 3000 m. Hay 29 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 43): En el Mar de Alboran en la parte occidental del Mar Mediterráneo se encuentran las cuencas extensionales Alboran y Balearic-Algerian; al NE de Libia se ubica la Cuenca Cyrenaica un alto prominente que comprende dos provincias tectónicas (Al Jabal al Akhdar y la Plataforma Cyrenaica) separadas por el sistema de fallas Cyrenaica (Ahmed, E., et al., 2003) y al norte de Libia esta la Cuenca Sirte que se caracteriza por una serie de plataformas y canales orientados NO (Elakkari, 2005), le sigue al noroeste la Cuenca Pelagian que comprende un área estable que incluye la plataforma Ragusa y se extiende al sur hacia el Cratón de Africa (Buroillet et al., 1978) El NO de África consiste básicamente de tres unidades estructurales principales de sur a norte: Los cratones Precámbricos del Sahara central que buzan hacia al norte hacia el Mar Mediterráneo, le sigue la plataforma del Sahara y la Cordillera Atlas (Selley, 1997). Los cratones y la plataforma de Sahara comprenden una serie de cuencas intracratónicas ubicadas al sur de la región y La cordillera Atlas se extiende por la costa norte de Morocco, Argelia y Túnez dividiéndose en subregiones que separan la costa del Mar Mediterráneo y Atlántico del Desierto del Sahara al sur (Isnard et. al, 2020).
<b>(P) OESTE DE ÁFRICA</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un margen continental pasivo frente a una cuenca oceánica. (Atlántico Sur).	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 11000 m. El gradiente varía de 24 °C/km a 82 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 6 m a 1828 m. Hay 48 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 44): Al norte se encuentran las cuencas intracratónicas Bida y Doha asociadas al sistema de rift de África Central, la cuenca Bida es un brazo no fallado de la depresión de Benue (Wright, 1985) y la cuenca Doha un rift fallido elongado (Peterson, 1985), le sigue el Delta de Nigeria un rift extensional que ocupa la parte costera y oceánica de la depresión de Benue (Reijers, 1997). Al sur se encuentra de norte a sur las cuencas son Gabón, Cabinda (Congo-Cabinda), Cuanza (Kwanza) (Ala, 1997) y Mocamendes o también llamada Cuenca Namibe (Gindre-Chanu, 2016), estas representan cuencas marginales al oeste de África, formadas por la apertura y expansión del suelo oceánico por la separación de Suramérica y África, estas cuencas se fusionan al oeste en una cuña de sedimentos que se adelgaza al oeste hacia el sur del Océano Atlántico y cada una está relacionada a un sistema fluvial principal presentando un estilo tectónico y facies similares

		a las cuencas de la costa oeste de Brasil, en estas cuencas se presentan depósitos salinos mayormente Aptianos.
<b>(Q) EUROPA CENTRAL</b>	De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a un rift continental durante la fallida apertura oceánica.	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 10500 m  El gradiente varia de 18 °C/km a 41 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 13 m a 2872 m.  No hay campos gigantes de petróleo o gas.  Los principales elementos tectónicos son (Figura 45):  El sistema de Cuencas del Europa Central cubre una gran área que se extiende desde el sur del Mar del Norte hasta Polonia, esta se compone de diferentes dominios de corteza de edades Precámbrica a Varisca. Al noroeste de la región en Alemania esta encuentra la Cuenca Alemania del Norte y le sigue al este la Depresión Polaca cuyos límites son controlados al noreste por el extremo suroeste del Cratón del Este de Europa y al suroeste se correlaciona con un sistema de fallas en echelon (Cacace y Bayer, 2009) . En esta región el sistemas de fallas Tornquist ubicado al norte (también conocido como zona de sutura Transeuropea), el lineamiento Elbe y la falla Odra que se extiende a lo largo del margen suroeste; el sistema de fallas Tornquist tiene dos ramas Sorgenfrei (STZ) y Teisseyre (TTZ), la primera rama (STZ) es considerada un límite entre el Escudo Báltico (Fenno-Scandian) del margen SO que es más frágil y movable, mientras que la segunda rama (TTZ) puede ser considerada como un límite entre la corteza Precámbrica del Escudo Báltico al NE de la corteza más joven afectada por las orogénesis Variscan y Caledonian al SO, mientras que al sur en el límite de la corteza Báltica con dirección ONO-ESE el lineamiento Elbe y la falla Dolsk con deslizamiento dextral, cruzan el extremo final NE de la Cadena Varisca (Scheck et al., 2002); al sureste encontramos el cinturón de plegamientos y cabalgamientos de la cuenca del Norte de Los Cárpatos que ocupa la zona oeste las montañas de Los Cárpatos (Pawlewicz, 2006) y al suroeste se ubican las montañas del Macizo de Bohemia que forma parte de la Cadena Varisca y la cuenca de antepaís de Mollasse o Alpina del Norte.</p>
<b>(R) SURESTE DE EUROPA</b>	De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a una colisión continente-continente entre Arabia y Eurasia.	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 10800 m  El gradiente varia de 16°C/km a 43 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 23 m a 2479 m.  Hay 3 campos gigantes de petróleo y/o gas.  Los principales elementos tectónicos son (Figura 46):  Esta región consiste de una seria de cinturones orogénicos móviles formados en los inicios de la historia geológica del continente Euroasiático que fueron acrecionandose al Cratón del Este de Europa (Cvetkovic et al., 2015)  En el límite oeste del Mar Negro se encuentra La Plataforma Moesian, que limita al norte y oeste con el grupo de montañas del Sur de los Cárpatos y al sur con los Montes Balcanes (Tari et al., 2011), siguiendo al oeste se encuentra la Cuenca de intraarco Pannonian la cual se encuentra cubierta por una delgada litosfera continental (Matenco et al., 2012) y limita al oeste con la cadena montañosa de Los Alpes Dináricos</p>

<b>(S) ANATOLIA /MAR EGEO</b>	De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a una colisión continente-continente entre África, Arabia y Eurasia.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 10600 m El gradiente varia de 17 °C/km a 43 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 13 m a 3513 m. Hay 7 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 47): Esta zona se encuentra entre las placas africana, árabe y euroasiática, presentando una tectónica compleja. El límite norte es marcado por la Falla del Norte de Anatolia la cual presenta un deslizamiento dextral, el limite SO está dominado por el Arco Hellenic, una zona de subducción donde la Placa Africana se mueve debajo del Mar Egeo, este arco comprende la Fosa Hellenic, la cadena de montañas Hellenic y un arco volcánico interior. La zona de subducción Hellenic termina en el Alto Florence, que es un ridge submarino que marca el comienzo de Arco Cyprus. Dos movimientos dominantes se presentan en la región Egeo/Anatolia: hacia el oeste de la Placa de Anatolia y hacia el SO de la Placa del Mar de Egeo, ambos relativos a Eurasia, el movimiento de esta región es descrito como una rotación rígida alrededor de un polo de Euler localizado en Delta del Nilo (Simonelli 2014)
<b>(T) MAR DE BARENTS</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un rift continental con superposición de cuencas extensas y poca profundidad formadas durante la apertura del Mar de Barents.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 13100 m. El gradiente varia de 13 °C/km a 67 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 10 m a 3203 m. Hay 3 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 48): El Mar de Barents se localiza en un régimen intracratónico entre el continente Noruego y Svalbard, geológicamente es un complejo mosaico de cuencas y plataformas. Las cuencas más significativas por espesor sedimentario y área se encuentran en el sector de Rusia, estas son las cuencas del Norte del Mar de Barents y Sur del Mar de Barents. Estas cuencas forman la antifosa del Cinturón Tectónico de los Urales y eran una zona de captación de sedimentos provenientes de Los Urales (Doré, 1995) y se encuentran separadas por el alto estructural Ludlov Saddle (Gac, 2012). La Cuenca del Oeste del Mar de Barents es un plataforma epicontinental que consiste de cuencas orientadas N-NE separadas por altos de basamento (Gac et al., 2018), al suroeste se encuentra la Cuenca Hammerfest que es un graben de tendencia E-O localizado en la porción Noruega del Mar de Barents.
<b>(U) MONTAÑAS URALES</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a una colisión continente-continente entre Europa y Asia.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 21700 m. El gradiente varia de 13 °C/km a 48 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 11 m a 4114 m. Hay 14 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 49): En el extremo NE de la Plataforma Europea se encuentra la cuenca Timan-Pechora que incluye la Cordillera Timan y la Planicie Pechora (Prischepa, 2011), al Sur se ubica la cuenca Volga-

		Ural, un alto regional en la parte este central de la Plataforma Europea (Peterson y Clarke, 1983) que limita al sur con la cuenca del norte de Caspio (Cuenca Precaspian) que es una depresión pericratónica donde se presenta una sección de diapiros de sal Kungurianos (Okere, 2012) y al oeste de Los Urales de la región se encuentra la cuenca de antepaís.
<b>(V) CÁUCASO NORTE- MAR NEGRO</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a una colisión continente-continente entre Arabia y Eurasia.	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 16200 m.  El gradiente varía de 15 °C/km a 41 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 13 m a 3081 m.  Hay 12 campos gigantes de petróleo y/o gas.  Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 50</a>):  La cinemática de esta región Mar Negro-Caucasus está determinada por la convergencia de las placas Árabe y Euroasiática, donde la mayor compresión ocurre en Caucasus. El bloque este del Mar Negro se mueve hacia el noreste y es aquí donde se produce la mayor parte de la deformación y sismicidad, mientras que en la zona oeste la actividad sísmica se presenta en el frente Balkanid-Pontid y al norte y noroeste se encuentra un margen pasivo ligeramente estático o sin actividad sísmica (Kleshev et al., 2006). El Mar negro comprende dos cuencas extensionales la Cuenca del Este del Mar Negro y la Cuenca del Oeste del Mar Negro, ambas separadas por el alto del Mar negro medio (Robinson, 1996), la cuenca del Este del Mar Negro incluye la Cuenca Karkinit ubicada al norte de la pendiente continental.  La región de Caucasus comprende el Orogeno Great Caucasus, la cuenca de antepaís Fore-Caucasus al norte (Cuenca Caucasus Norte) y la cuenca molasa Transcaucasus. El Orogeno Great Caucasus con tendencia noroeste yace a lo largo del límite de la Plataforma Scythian la cual se extiende a lo largo del borde sureño de la Plataforma Rusa. La cuenca de antepaís Fore-Caucasus al norte incluye una cuenca occidental y oriental las cuales están separadas por el Alto Stavropol, la parte más profunda de la Cuenca Fore-Caucasus Oriental es la depresión Terek-Caspian y de la Cuenca Fore-Caucasus Occidental es la depresión Indol-Kuban. La cuenca molasa Transcaucasus incluye las cuencas Rioni y Kura que son depresiones intramontaña; la región de Caucasus limita al norte con el sistema de rift Dnieper-Donets-Karpsinsky (También Dnieper-Donets o Pripyat-Dnieper-Donets) (Ershov, 1999), este sistema de Rift comprende las cuencas Pripyat y Dnieper-Donets y se extiende hasta el Cinturón de Plegamientos Donbas (Ulmishek et al., 1994).</p>
<b>(W) SIBERIA OESTE</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un rift continental con superposición de cuencas extensas y poca profundidad formadas durante la apertura fallida del océano.	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 13000 m.  El gradiente varía de 13 °C/km a 38 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 6 m a 3024 m.  Hay 86 campos gigantes de petróleo y/o gas.  Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 51</a>):  Al norte se presenta el Mar de Kara, el cual es separado en las regiones norte y sur por el Arco de basamento del norte de Siberia (Drachev, 2011), siguiendo al este está el Orógeno de Taimyr; en el límite NO del Cratón Siberiano se ubica la depresión Yenisei-Khatanga que limita al sur con</p>

		la Cuenca Tunguska que se encuentra en el Cratón Siberiano y consiste de varias subcuencas, está casi completamente cubierta por rocas volcánicas de edades Pérmico a Triásico (Craig et al., 2008); por último al SO la cuenca del Oeste de Siberia que es una de las intracratónicas más grandes del mundo y representa un gran depocentro (Vyssotski, 2006), esta comprende las Subcuencas Central y Omsk
<b>(X) CASPIO MEDIO Y SUR-KOPET DAG</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a una colisión continente-continente entre Arabia y Eurasia.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 21000 m. El gradiente varía de 20 °C/km a 57 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 6 m a 2793 m. Hay 42 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son ( <a href="#">Figura 52</a> ): Al norte se encuentra la Cuenca North Ustyurt, la cual corresponde a una simple depresión, le sigue al sur el cinturón de plegamientos Mangyshlak que limitan al sur con la depresión de la cuenca Mangyshlak (Ulmishek, 2001b) ubicado en el Plateau Ustyurt, al este se encuentra la Cuenca Amu-Darya que constituyen un gran delta dentro de la planicie de la cuenca del Mar de Aral (Breckle, 2014) esta depresión ubicada en la plataforma epi-Hercynian Turan, limita al este con la cuenca Afghan-Tajik que es una depresión intermontaña entre las cordilleras de Gissar y Pamirs (Yin, 2013), al SO se encuentra la ante fosa y cinturón de plegamientos Kopet-Dag (Ulmishek, 2004), que limita al oeste con la depresión de la cuenca de Sur del Mar Caspio que es una de las más profundas del mundo y puede ser subdividida en varias subcuencas con dos depocentros al norte y SE (Brunet, 2003),
<b>(Y) PENÍNSULA ARÁBICA /GOLFO PÉRSICO</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a lo largo del frente de las montañas de Zagros colisión continente-continente.  En la región del Golfo Pérsico Margen pasivo frente a una cuenca oceánica (Tethys).  Al este de la Península Arábrica rift continental con superposición de cuencas extensas y poca profundidad.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 11000 m. El gradiente varía de 6 °C/km a 91 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 7 m a 4250 m. Hay 92 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son ( <a href="#">Figura 53</a> ): En la placa Árabe se diferencia al SO el Cratón Árabe el cual se considera el más joven respecto a los demás cratones en la tierra, en este se presentan sistemas de fallas menores, grabenes, horts y pliegues de diferentes edades; en la zona central está la Plataforma Árabe que incluye el monoclinal y sistema central de grabenes (Interior Homocline-Central Arabian Arch), la Plataforma Interior y las cuencas Ar Rub' al Khali y Wadi as Sirhan (Al-Dabbagh, 2013), al este de la plataforma se encuentra la Cuenca Mesopotámica, que representa la parte terrestre del antepaís de Zagros, esta cuenca epicontinental elongada forma parte del cinturón de pliegues y cabalgamientos Zagros entre el frente de deformación de Cinturón Orogénico Zagros y la Plataforma Árabe (Fouad, 2010). Los límites de la Placa Árabe son al SO el Mar Rojo y El Golfo Aden que conforman el límite divergente, al NE el cinturón de pliegues y cabalgamientos Zagros que representan un límite convergente con la placa Euroasiática y al NO el Golfo de Aqaba (Mar Muerto) que es un límite de Falla Transformante conservador (Al-Dabbagh, 2013). El golfo Pérsico situado en la península Árabe entre la plataforma y el orógeno Zagros comprende las

		llanuras de Arabia y grandes depresiones (Konyuhov, 2006). En Irán al NE y con dirección NO se encuentra el cinturón orogénico de Sanandaj Sirjan y al NE con Las Cuencas Iraníes Centrales que limitan al norte están las Montañas de Alborz (Ghorbani, 2013)
<b>(Z) INDIA/PAKISTÁN</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región en el área sur rift continental con superposición de cuencas extensas y poco profundas formadas durante la apertura de Mar Árabe a la izquierda. Al norte colisión continente-continente.	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 7500 m. El gradiente varía de 16 °C/km a 63 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 29 m a 3021 m. Hay 7 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 54): Al NO se encuentra la cuenca Indus ubicada en la parte central y este de Pakistán que comprende el cinturón de plegamientos Sulaiman, la antefosa Sulaiman, la Plataforma Punjab (Siyar, 2017) y otras subdivisiones (Al norte Kashmir y Kowat-Potwar, al oeste Kithar). Los sedimentos de la Cuenca Indus sufrieron una fuerte deformación tectónica durante la colisión de las placas Asia e India y como resultado los estratos fueron plegados, fallados y elevados a lo largo de muchas variaciones del nivel del mar (Malkani, 2016). En el límite oeste del cratón Indio la cuenca de Cambay que es un graben elongado, le siguen al oeste las cuencas pericratónicas Kuth (también Kachchh), Saurashtra y Bombay (también Mumbai), estas cuencas continúan a aguas profundas y son separadas por altos de basamento (Sriram, 2006). Al NE de la región en la placa India los Himalayas se extienden Los Himalayas, una zona de colisión de diferentes sistemas de fallas de cabalgamiento (Ahsan, 2013), al sur limitan con la planicie Indus-Ganga (también Indus-Gangetic) y le sigue la Península India que abarca los cratones de India (Jain, 2008).
<b>(AA) NOROESTE DE CHINA</b>	De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región se asocia a una colisión continente-continente entre las placas de Siberia y Tarim-Norte de China	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 9100 m. El gradiente varía de 16 °C/km a 39 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 9 m a 3303 m. Hay 2 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 55): El NO de China se encuentra el cruce de las placas Siberia, Tarim y Kazajistán, allí se ubica la Región plegada de Kazajistán Central que ocupa el centro del Cinturón Plegado de Asia Central, el cual fue formado como orógeno de acreción e incluye las cuencas de Tarim al sur y Junggar al norte, ambas corresponden a depresiones intramontañas que se encuentran bordeadas por las montañas Tianshan, Beishan y Altay (Wu, et al., 2017) que forman parte del Cinturón Orogrénico de Asia Central.
<b>(AB) SURESTE PLATAFORMA SIBERIANA</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un rift continental con superposición de cuencas extensas y poco profundas formando un rifting	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 9100 m. El gradiente varía de 7 °C/km a 53 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 12 m a 3328 m. Hay 4 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son (Figura 56):

	Precámbrico a lo largo del margen del cratón de Siberia.	En el sureste del Cratón Siberiano se encuentran al sur la Terraza de Angara-Lena (Cuenca Sayan-Angara-Lena) una región plegada (Kontorovich, 2009), al norte limita con el Alto regional de la Cuenca Nepa-Botuoba de dirección SO-NE que consiste de tres levantamientos separados por depresiones estructurales someras, al este del alto se encuentra la Antefosa Cis-Patom que consiste de varias depresiones separadas por levantamientos transversales que separan el alto Nepa-Botuoba de la región plegada Baikal-Patom; las tres provincias tienen presencia de estructuras salinas Cámbricas (Ulmishek, 2001a) y al NE se encuentra el sinclinal de la Cuenca Vilyuy en el borde oriental de la Plataforma Siberiana (Nakashima, 2004)
<b>(AC) NORESTE DE CHINA</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un deslizamiento lateral derecho a lo largo del margen Pacífico del oriente de Asia.	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 9000 m  El gradiente varía de 17 °C/km a 35 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 8 m a 2401 m.  Hay 10 campos gigantes de petróleo y/o gas.  Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 57</a>):  Esta zona comprende las Cuenca Bahía Bohai al este y Orgos al oeste, ubicadas en el cratón del norte China.</p> <p>Al este se ubica la Cuenca Bahía Bohai (Bohaiwan) que limita al sur con la falla Huanghe, al este con el levantamiento Luxi Jiaoliao y la Falla Tau-Lu, el límite norte lo conforman el cinturón Plegado Taihangshan Yanshan unido a la falla normal Baodi-Changle (Hu et al., 2001) y al oeste con la Meseta Shanxi. Se presentan cuatro grandes levantamientos internos que definen varias subcuencas que conforman una estructura de dos vías: [1] Una extensión ortogonal que crea un tren de fallas normales dirección NNE como resultado de la extensión ESE-OSO (Hu Jianyi et al. 1989) y [2] una estructura tipo pull-apart del sistema de fallas Taihang Shan y Tau-Lu en los márgenes este y oeste de la cuenca. (Allen et al., 1997).</p> <p>La cuenca Orgos localizada en la parte oeste del cratón del norte de China está bordeada por las montañas Yinshan al norte, Luliang al este, Liupan y Helen al oeste y Qinling al sur. Es una cuenca tectono-sedimentaria de tipo plataforma, también puede definirse como una gran cuenca cratónica poli cíclica. El basamento corresponde a un sistema metamórfico de edad Arcaico y Proterozoico inferior que presenta una cubierta sedimentaria de hasta 10 km (China National Petroleum Corporation, 2020). La cuenca incluye grabenes Cenozoicos en sus bordes, es bastante fallada y plegada en sus márgenes pero en la parte central tiene una estructura relativamente simple (Yang et al., 2017b).</p>
<b>(AD) SURESTE DE CHINA</b>	De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a una colisión continental asociada a la acreción de terrenos,	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 10000 m  El gradiente varía de 15 °C/km a 25 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 70 m a 3496 m.  Hay 3 campos gigantes de petróleo y/o gas.  Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 58</a>):  Esta región ubicada en el cratón del Sur de China comprende al oeste la Cuenca Sichuan y al este la Cuenca Jianghan. La Cuenca Sichuan limita con sistemas montañosos en todas las direcciones,</p>

	colisión de arco y/o subducción superficial entre las actuales placas Euroasiática e India.	esta cuenca intracratónica con una tendencia NE y forma de trapecio, es una depresión notoria y se diferencian en ella tres provincias estructurales: 1) un levantamiento en la zona central de tendencia NE, 2) una antifosa (depresión NO) en el lado NO y un 3) un cinturón plegado (cinturón plegado sureste) en el lado SE (Ryder et al., 1994). La Cuenca Jiangnan es una cuenca tipo rift no marina de edad Cretácico-Terciario superpuesta sobre una cuenca antepaís de margen pasivo deformada por plegamiento y cabalgamiento del Mesozoico medio (Cunningham, 1996).
<b>(AE) MAR DE LA CHINA ORIENTAL</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un rift continental con superposición de cuencas extensas y poco profundas	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 4850 m El gradiente varía de 28 °C/km a 62 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 11 m a 1761 m. Hay 1 campo gigante de petróleo o gas. Los principales elementos tectónicos son ( <a href="#">Figura 59</a> ): El Mar de China Oriental comprende un complejo de cuencas de intraarco localizados en la extensión de la corteza continental cerca al borde la Placa Euroasiática, se encuentra al oeste de la Fosa Ryukyu, donde la Placa del Mar de Filipina es subducida bajo la Placa Euroasiática. El Mar de China Oriental incluye la Cuenca de la Plataforma del Mar de China Oriental en el oeste y la Fosa Okinawa al este, estas son separadas entre sí por el paleo-levantamiento Diaoyudao o el cinturón plegable Taiwán-Sinzi. La cuenca de la plataforma del Mar de China Oriental se divide en una serie de subcuencas, separadas por altos de basamento o paleo-levantamientos (Wang, 2019). Al sur se encuentra la Cuenca Taiwan, una cuenca de antepaís originada por la colisión oblicua entre el Arco Volcánico Luzon y el margen pasivo Asiático; el registro sedimentario de la cuenca muestra los diferentes cambios de ambientes sedimentarios influenciados por el orógeno que se aproximaba desde el este (Nagel et al., 2013).
<b>(AF) SUR DE CHINA</b>	De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a una colisión continente-continente entre Las placas de Eurasia, Indio-Australiana y Pacífica	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 7700 m El gradiente varía de 17 °C/km a 64 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 8 m a 1828 m. Hay 2 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son ( <a href="#">Figura 60</a> ): Al norte se ubica la Depresión Nanpanjiang, al sur de esta depresión se encuentra la Cuenca Bose (también conocida como Baise), esta es una cuenca Mesozoica tipo rift desarrollada sobre un basamento plegado en el Triásico Medio, controlada por una tectónica de dirección norte-oeste (Coordinating Committee for Geoscience Programmes in East and Southeast Asia, 2002). Al NE de la región se ubica el Cinturón de Plegamientos del Sur de China, este forma parte del Bloque sur que fue formado como resultado de múltiples eventos tectónicos y magnéticos que formaron un collage de terrenos Proterozoicos y Fanerozoicos (Pirajno, 2002). Al sur del Bloque de Sur de China continental se encuentra el Mar de la China Meridional, uno de los mares marginales más grandes y profundos en el Océano Pacífico Occidental, cinco cuencas asociada al rift se formaron a lo largo del límite norte: Cuenca Qiongdongnan, Cuenca Pearl River Mouth, Cuenca Yinggehai, Cuenca Taixinan y Cuenca Beibuwan, dichas cuencas evolucionaron en una fase de

		rift Eoceno-Oligoceno seguido de una fase Neógeno-Cuaternario post-rift caracterizada por subducción termal (Li et al., 2014).
<b>(AG) OESTE DE BIRMANIA, BANGLADES, NORESTE DE INDIA Y GOLFO DE BENGALA</b>	De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a una colisión continente-continente entre las placas de India y Asia	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 16000 m El gradiente varia de 17 °C/km a 72 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 6 m a 3068 m. Hay 7 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son ( <a href="#">Figura 61</a> ): El oeste de Birmania lo comprenden las unidades tectónicas de Las Montañas Indo-Birmania al oeste y El Bloque Birmania Oeste o Burma que comprende las cuenca Cenozoicas de Birmania Central divididas en las depresiones occidental y oriental por un arco magmático y de volcanes, dichas unidades tectónicas se encuentran al oeste de la Falla Sangaing (Barber et al., 2017) que representa la mayor estructura activa en Birmania con movimiento dextral lateral y se extiende al sur hasta el Mar de Andaman (Sloan et al., 2017). Al NE de India se ubica la Cuenca Assam-Arakan que es un sistema plataforma-pendiente que comprende la Plataforma Continental Assam, el Cinturón Naga Schuppen y el Cinturón Orogénico Assam-Arakan (Sibal, 2020). En la esquina sur del Cratón de la India se encuentra el Delta Ganges-Brahmaputra, que se ha progradado lejos del margen continental por el gran aporte de sedimentos aportado por la colisión de Los Himalayas (Steckler et al., 2008). Al sur en el Golfo de Bengala se encuentra el Abanico Begal que es el más grande en la tierra y se ha formado como resultado de la colisión de las placas India y Asiática y el levantamiento de Los Himalayas y la Meseta del Tibet (Curry et al., 2002).
<b>(AH) SONDA</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a varios tipos de cuenca: (1) Cuencas asociadas a deslizamientos laterales: En el Mar Yingge, a lo largo de la extensión SE del Rio Red en la falla de deslizamiento lateral derecho de Vietnam. En la fosa Pattani y Cuenca Malay a lo largo de la extensión SE de la zona de fallas de deslizamiento lateral derecho Three Pagoda y en la Cuenca Este de Andaman, a lo largo de la extensión de la falla de	Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 8800 m El gradiente varia de 23 °C/km a 87 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 7 m a 1948 m. Hay 31 campos gigantes de petróleo y/o gas. Los principales elementos tectónicos son ( <a href="#">Figura 62</a> ): La Placa Sunda (conocida también como Bloque Sundaland) comprende la Plataforma Sunda, una extensión tectónicamente estable de la plataforma continental del SE de Asia. Esta placa rodeada en todas las direcciones por limites convergentes tectónicamente activos, debajo de los cuales subducen: al este la Placa de Mar de Filipinas, al sur la Placa India-Australiana, al norte la Placa de Sunda es definida por la colisión progresiva y lenta con la Placa Euroasiática (Baroux, 1998). Al SO se encuentra el Arco Sunda que corresponde a un límite convergente sísmicamente activo y caracterizado por un alto grado de vulcanismo. El Arco de Sunda en su lado exterior es limitado por la Fosa de Sunda, una zona de fuerte depresión y cuencas de retroarco (Curry, 1989), en esta zona se encuentran las Cuencas de Sumatra y Java. La cuenca Sumatra comprende Sumatra Norte, Sumatra Central y Sumatra Sur; Sumatra Norte compuesta por una serie de ridges y grabenes con un tren norte sur, Sumatra Central comprende una serie de grabenes syn rift separados bajo una secuencia post rift y Sumatra Sur comprende una seria de cuencas synrift de tendencia NNO-SSE semi conectadas con una secuencia post rift. La Cuenca Java se ubica costa

	<p>deslizamiento lateral derecho Sagaing.</p> <p>(2) Cuencas asociadas a un margen pasivo: En el margen SE del Mar de la China Meridional. A lo largo del margen este de Kalimantan.</p> <p>(3) Cuencas asociadas a la colisión de arcos: A lo largo de la isla de Sumatra y NO de Java se asocia a una cuenca asociada.</p>	<p>afuera y en continente, esta abarca Java Noroeste y Java Este, Java Noroeste comprende semi grabenes que define dos grandes depocentros y Java Este compuesta de un complejo de depresiones de dirección NE-SO, separados por ridges y arcos (Doust et al., 2008). Al norte de la Placa Sunda está el Golfo de Tailandia donde existe un patrón regional de grabenes asociados a fallas de deslizamiento dextrales asociados a la colisión de la India con Asica Central (Greg Croft Inc.), aquí se encuentran al norte la Cuenca Thai que se presenta flanqueada al este por la Península Indochina y al oeste por la Península de Tailandia comprendida por una serie de grabenes y horts que dividen la cuenca en pequeñas depresiones y dorsales (Du Bois, E., 1981) y al este del golfo la Fosa de Pattani elongada en dirección NS (Mountford, 1994) que se fusiona al sur con la Cuenca Malay que es un fosa NO-SE paralela a la Península de Malasia (Hassaan, 2015) y al sur se ubica la Cuenca Natuna que se divide en dos partes separadas por el Arco de Natuna, Natuna Oeste es una cuenca de rift intracratónica dentro de la Plataforma de Sunda y Natuna Este presenta estructuras SO-NE controladas por fallas extensionales y grabenes (Seismic Atlas of SE Asian Basins, Natuna Sea and Sarawak Basin, 2020). Al sureste de Asia se ubican la Cuenca Saigon (Ho Chi Minh) la cual está en aguas vietnamitas y presenta un tren NE, le sigue al SE la Cuenca Greater Sarawak incluye el NO de la plataforma continental de la Isla Borneo, y al este La Cuenca Baram Delta/Brunei-Sabah ocupa en la esquina suroeste el Delta del Río Baram y la porción NE de la plataforma continental, limitando al NE con la Fosa Palawan y siguiendo al este con la Plataforma Continental del Noroeste de las Isla de Palawan (Du Bois, 1981). Al sur de la Isla Palawan se encuentra la Cuenca del Mar de Sulu, uno de los 14 depocentros en el Archipiélago de Filipinas, que representa un collage de islas, fragmentos de continente y terrenos tectono-estratigráficos de varios orígenes; es una cuenca marginal que comprende varias sub cuencas con un tren NE (Tamesis, 1990). Al SE de la Isla Borneo se encuentran la Cuenca Tarakan ubicada en un margen deltaico pasivo principalmente (Putra et al., 2019) y la Cuenca Kubei que yace en el margen este de Sundaland, formadas por una tectónica extensiva (Moss et al., 1997).</p>
<p><b>(AI) SAJALÍN</b></p>	<p>Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un deslizamiento lateral derecho entre las placas de Norte América y Euroasiáticas</p>	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 400 m a 6500 m El gradiente varia de 33 °C/km a 82 °C/km. La zona dorada presenta espesores de 27 m a 1819 m. Hay 1 campo gigante de petróleo o gas. Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 63</a>): La Isla Sajalín es parte del margen NO del Pacífico; al norte de la isla se encuentra la Cuenca Sajalín Norte que incluye más de mitad de la isla y las áreas oceánicas del sinclinal Baykalo-Pomor al NO, los grabenes de Sajalín Norte y Pogranichnyy al NE (Lindquist, 2000), la Cuenca Sajalín Norte se encuentra en una zona de bajo relieve respecto a sus alrededores, presentando una serie de bajas colinas y crestas (Nicholson, 2013) y ha sido el principal lugar de sedimentación desde el Río Amur (Nicholson, 2015) Al sur de la isla se encuentran las montañas Sajalín Este y Sajalín Oeste, separadas por el graben Sajalín Central (Russian Nature, 2020), al</p>

		oeste de dichas montañas se encuentra la Cuenca oceánica del estrecho de Tatar que corresponde a un gran rift (Rodnikov et al., 2008) y en la costa al sur de la isla se encuentra la Bahía Terpeniya que corresponde a un entrante del Mar de Ojotsk, el fondo de la bahía es una llanura de plataforma continental plana que se inclina ligeramente hacia el NE con un suave levantamiento sumergido (Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, 2020).
<b>(AJ) JAPON</b>	De acuerdo a la clasificación de cuencas definida en por Mann, P., et al., 2003, esta región es asociada a una colisión continental asociada a la acreción de terrenos, colisión de arco y/o subducción superficial a lo largo del límite entre la Placas del Pacífico, Mar de Filipinas y Eurasia	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 3100 m  El gradiente varía de 32 °C/km a 82 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 22 m a 1256 m.  No hay campos gigantes de petróleo o gas.  Los principales elementos tectónicos son (Figura 64):  El Sistema de Arco de Islas Japonés se produce por la interacción de las placas Eurasia, Amur, Okhotsk, Pacífica y Mar de Filipinas. El Arco de Islas consiste de cuatro segmentos de arcos: Kuril, Honshu, Ryukyu y Izu-Bonin; estos arcos contienen cuatro grandes islas, en dirección aproximada NE-SO se presentan Hokkaido, Honshu, Shikoku y Kyushu. Este sistema de arco se encuentra bordeado por profundas fosas.  Al NE del sistema de arco se presenta el Arco volcánico Kuril formado por la subducción de la placa Pacífica.  En la isla Hokkaido se presenta el cinturón de corrimientos en las Montañas Hidaka.  En la isla Honshu se presentan al este cadenas volcánicas, en la parte central altas cadenas de montañas dominadas por la zona de colisión Izu y la interacción entre las zonas SO y NE del arco Honshu, al oeste de la isla en el Mar de Japón se presenta una estructura topográfica de cuenca y cordillera formada por la inversión tectónica del margen del arco y en contraste al este del lado del antearco se presenta un topografía suave.  Al norte de la isla Shikoku se presenta el trazo de una falla (Median Tectonic Line MTL) y al SE en el lado del antearco se presentan unos pliegues de corrimiento (un sistema de crestas paralelos a la fosa) en la pendiente hacia tierra de la Fosa Nankai y una serie de cuencas de antearco; al sur de la isla se encuentra el Arco Volcánico Nankai producto de la subducción oblicua de la Placa del Mar de Filipinas.  En la isla Kyushu se encuentran volcanes en el graben Beppu-Shimabara.  Al extremo SO del sistema de arco se encuentra el Arco Volcánico Ryukyu, que se presenta mayormente sumergido debido al adelgazamiento de la corteza durante la apertura de la Fosa Okinawa (Taira, 2001) y al SE se encuentra el Arco Volcánico Izu-Bonin en la Placa del Mar de Filipinas formado por la subducción de la placa Pacífica.</p>
<b>(AK) NUEVA GUINEA</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un rift continental con superposición de cuencas extensas y poco profundas.	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 10000 m  El gradiente varía de 24 °C/km a 60 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 22 m a 2818 m.  Hay 1 campo gigante de petróleo y/o gas.  Los principales elementos tectónicos son (Figura 65):</p>

		<p>La isla Nueva Guinea se ubica en el límite entre las placas Australiana y Pacífica, representa un complejo arreglo de zonas de subducción activas, arcos de islas asociados y zonas de extensión. La provincia de Irian Java (Papúa Occidental) ocupa la parte oeste de la isla y Papua Nueva Guinea ocupa la parte este</p> <p>En la provincia Irian Jaya, se encuentra en la esquina oeste y en la costa norte de Irian Java las cuencas Salawati y Waropen respectivamente, estas corresponden a cuencas Terciarias de intra-arco; en la Cuenca Waropen se presentan grandes anticlinales (Riva Jr., 1983), en la parte central está el Cinturón móvil que es interpretado como una serie de arcos Paleógenos y terrenos oceánicos acrecionados, incluyendo las montañas Gauttier y Cyclops, al SO de la isla en la provincia de Irian Java, la sutura entre estos terrenos y el Cinturón Móvil se encuentra parcialmente cubierta por la cuenca de Meervlakte (Hill, et al., 2003), al sur de las tierras bajas de la cuenca de Meervlakte se presenta la Cordillera media (Cinturón de plegamientos Papuano) y al sur del mismo se presenta la cuenca de antepaís (Seno, et al, 1988) y la plataforma estable Arafura que comprende el basamento cratónico (Pieters, et al. 1983).</p> <p>En la provincia Papua Nueva Guinea se encuentran una serie de provincias tectónicas limitadas por grandes fallas o zonas de cizalla (Sheppard et al., 2012) y se presentan Al norte el Arco Volcánico el cual se separa del Cinturón móvil por un sistema de fallas (Azeez et al., 2018), al sur se ubica el Cinturón de plegamientos Papuano y el Cinturón Orogénico móvil de Nueva Guinea (representan el Cinturón móvil) y en el extremo sur se ubica la Plataforma Fly que representa el Cratón Australiano no deformado y antepaís cratónico Australiano.</p>
<p><b>(AL) NOROESTE DE AUSTRALIA</b></p>	<p>Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un margen continental pasivo frente a una gran cuenca oceánica (Océano Indico).</p>	<p>Se presenta un espesor sedimentario de 0 m a 10600 m  El gradiente varía de 17 °C/km a 70 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 6 m a 2839 m.  Hay 26 campos gigantes de petróleo y/o gas.  Los principales elementos tectónicos son (<a href="#">Figura 66</a>):  En el margen NO de Australia se encuentra la zona de colisión de placa de Australia y el Arco Banda. La flotabilidad de la corteza continental Australiana atascó la zona de subducción resultando en la formación de la depresión Timor en el lado SO de la zona de colisión (Keep, 2003), al sur de la zona de colisión está la plataforma continental del NO de Australia, localizada costa afuera y compuesta por las cuencas Carnarvon, Browse y Bonaparte, todas ellas conforman la Súper Cuenca Westralia, que al este onlaps al Cratón Australiano oeste, la Cuenca continental Canning y el Cratón Australiano norte (Gavin, 2015). Al este de la plataforma continental la Cuenca Browse flanqueada hacia el SE dominada por altos estructurales y con un tren NE interrumpido por estructuras NNO en algunos intervalos (Keep, 1998), al este la Cuenca Bonaparte con una sucesión sedimentaria que buza al norte con los estratos más antiguos aflorando al sur. El estilo estructural dominante al sur está representado por la sub-cuenca Petrel orientada NNO con una cubierta sedimentaria que alcanza los 17km y al norte las sub-cuencas</p>

		presentan fallas NE predominantemente ortogonales a la sub-cuenca Petrel (Government of Western Australia, Bonaparte Basin, 2020).
<b>(AM) SUR DE AUSTRALIA</b>	Mann, P., et al., (2003) asocia esta región a un margen continental pasivo frente a una cuenca oceánica (Mar de Tasmania)	<p>La zona dorada presenta espesores de 0 m a 7050 m.  El gradiente varía de 29 °C/km a 43 °C/km.  La zona dorada presenta espesores de 13 m a 1839 m.  Hay 5 campos gigantes de petróleo y/o gas.  Los principales elementos tectónicos son (Figura 67) :</p> <p>En la costa del sur de Australia se encuentran las cuencas de Otway al SO y Gippsland al SE; la Cuenca Otway de tendencia NO comprende cinco depocentros: Inner Otway, Morum, Nelson, Hunter y Torquay (Australian Government Geoscience Australia. Otway Basin, 2020); la Cuenca Gippsland abarca un amplio depocentro llamado Central Deep flanqueado por plataformas falladas y terrazas al sur y norte, al oeste el Central Deep se presenta un rápido incremento de las profundidades hasta el Cañón de Bass (Australian Government Geoscience Australia. Gippsland Basin, 2020). Al sur entre la costa sur de Australia y la costa norte de Tasmania se encuentra la Cuenca Bass, una cuenca intracratónica compuesta por un serie de depocentros con estructuras de graben y semi-graben limitados por fallas normales en dirección NO (Blevin et al., 2008). Al oeste de Tasmania se ubica la Cuenca Sorell, la cual comprende siete depocentros (King Island, Sandy Cape, Strahan, Port Davey, Toogee y dos sin nombres) en dirección NNO (Australian Government Geoscience Australia. Sorell Basin, 2020). La Isla de Tasmania comprende el límite sur del Orogeno Tasman del SE de Australia y se encuentra dividida en dos dominios geológicos de basamento, El Terreno Occidental de Tasmania con grandes áreas expuestas de basamento Proterozoico y El Terreno Oriental de Tasmania dominado por afloramientos Paleozoicos (Young et al., 2011) y al este de la Isla de Tasmania se encuentra La Meseta del Este de Tasmania, un bloque continental sumergido al SE (Hill, 2001)</p>

Tabla 3. Descripción de las regiones listadas en la Tabla 2

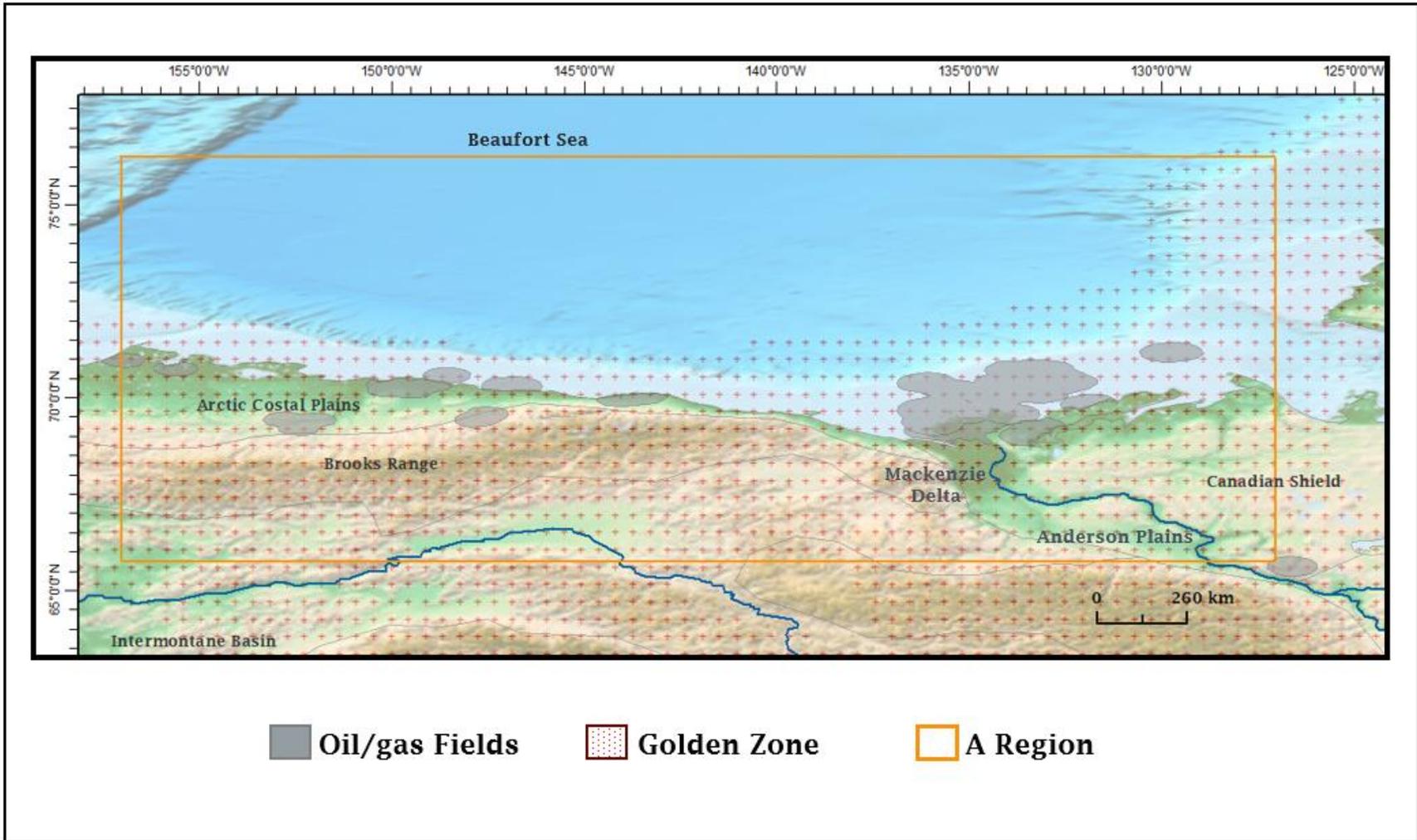


Figura 29. Elementos Tectónicos de la Región (A) Ladera Norte de Alaska y Delta Mackenzie

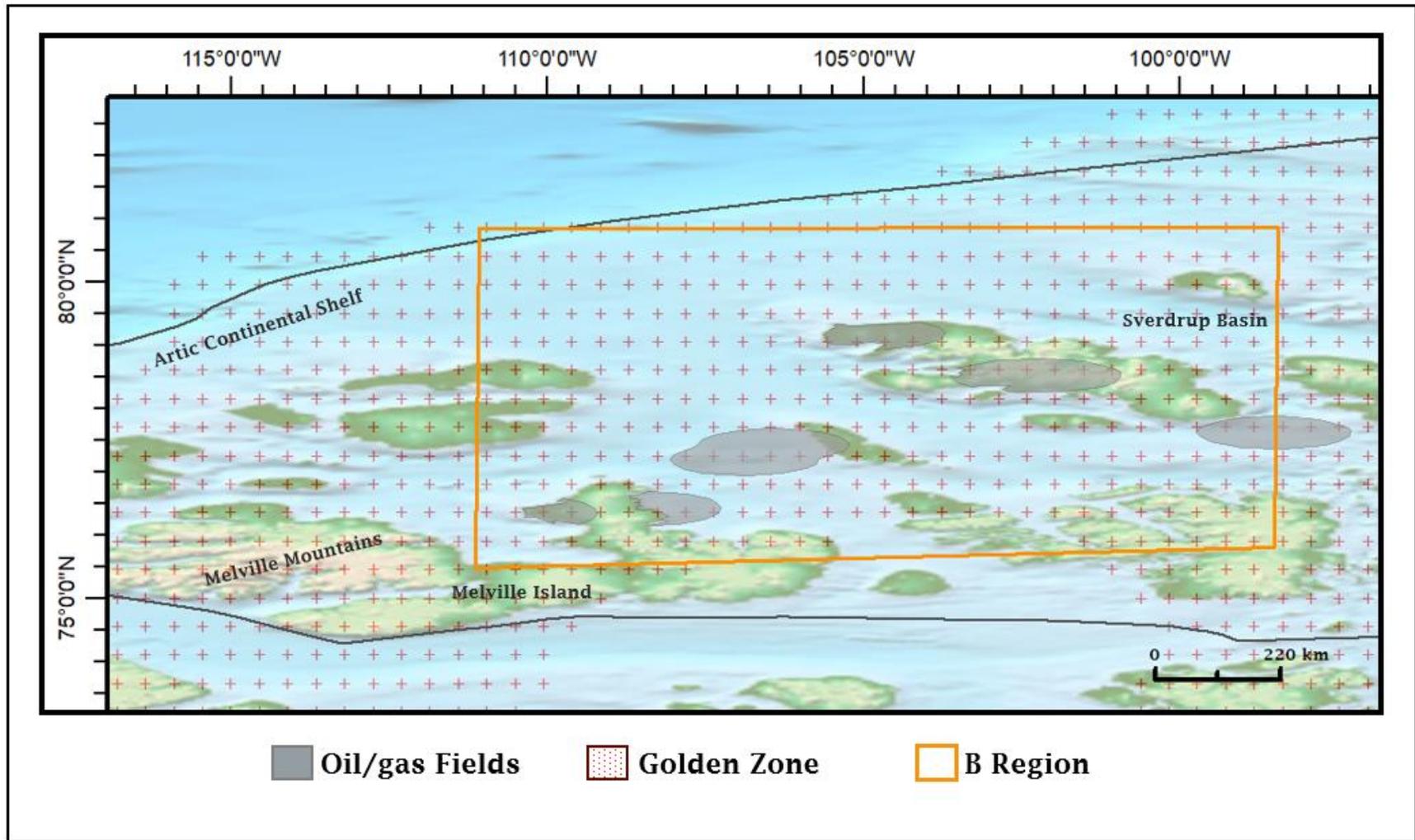


Figura 30. Elementos Tectónicos de la Región (B) Archipiélago Ártico Canadiense

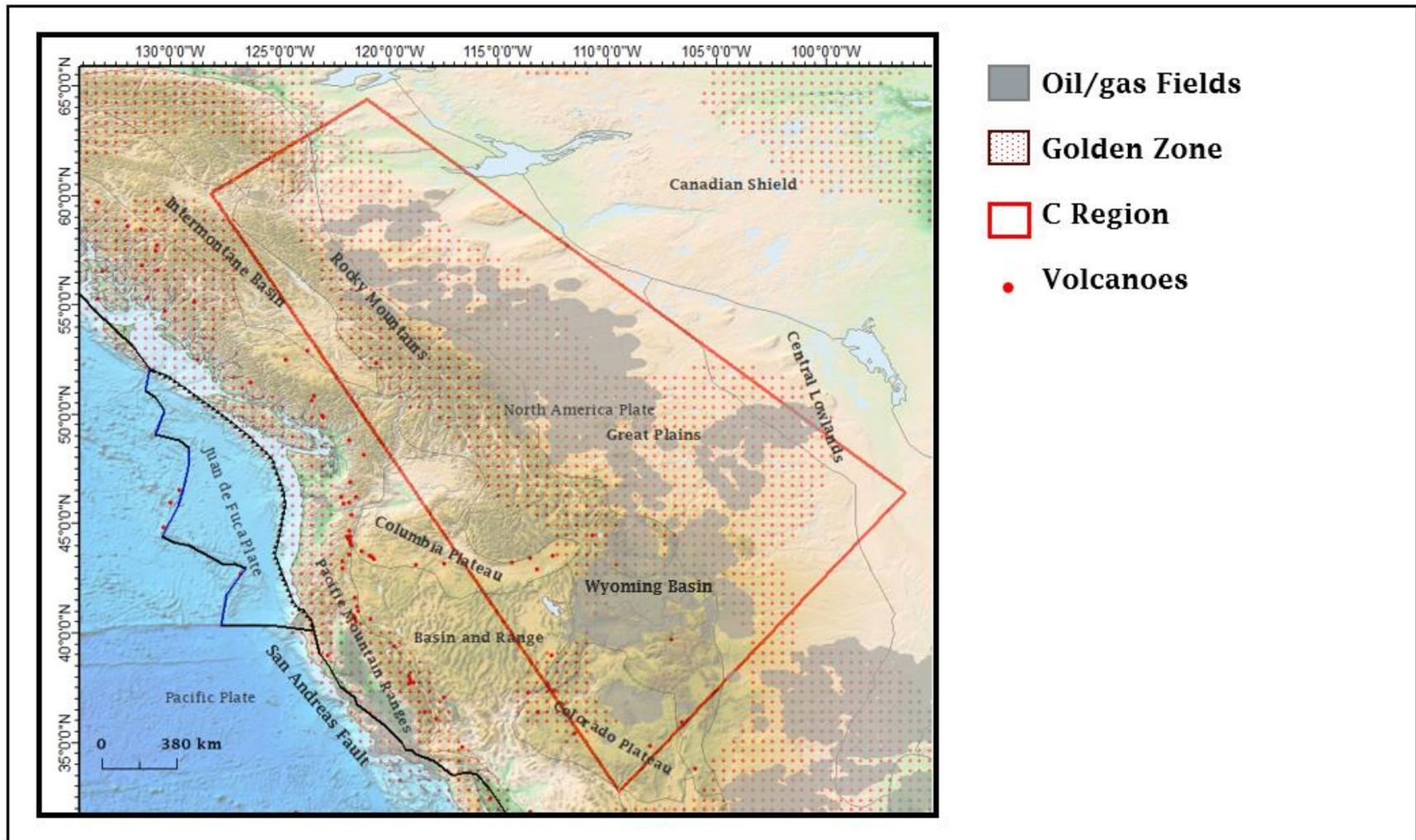


Figura 31. Elementos Tectónicos de la Región (C) Montañas Rocosas

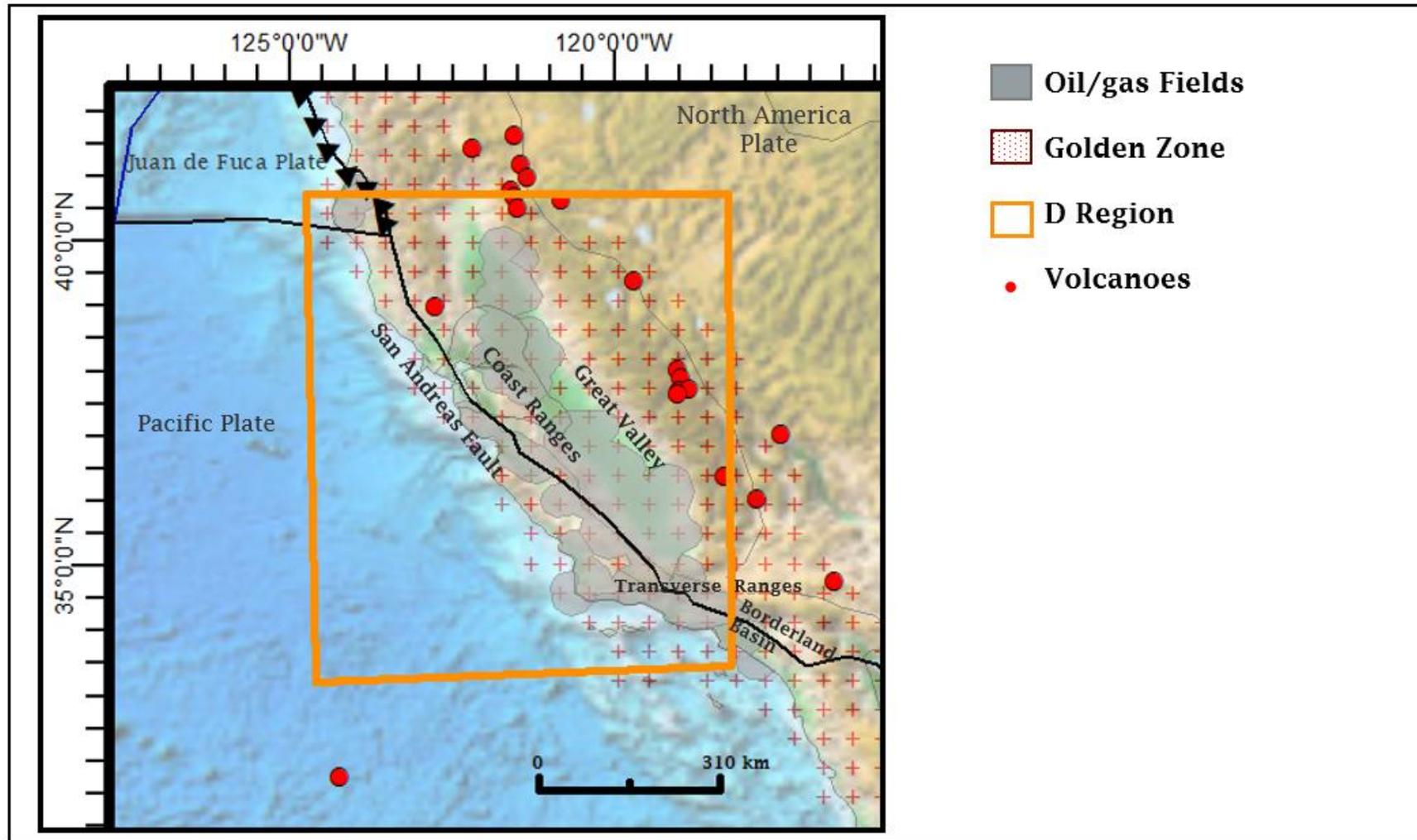


Figura 32. Elementos Tectónicos de la Región (D) Sur de California

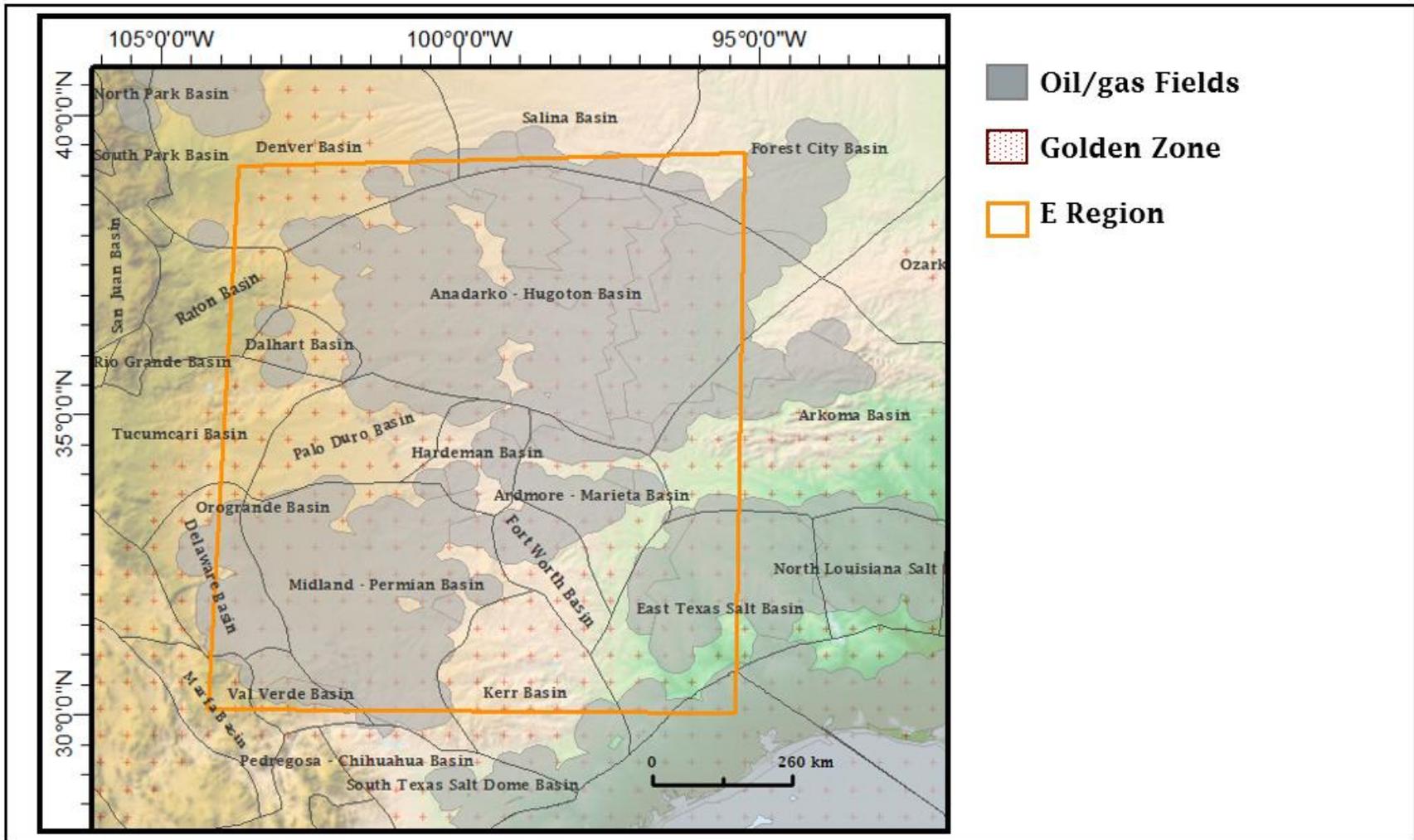


Figura 33. Elementos Tectónicos de la Región (E) Cuenca Anadarko y Pérmica

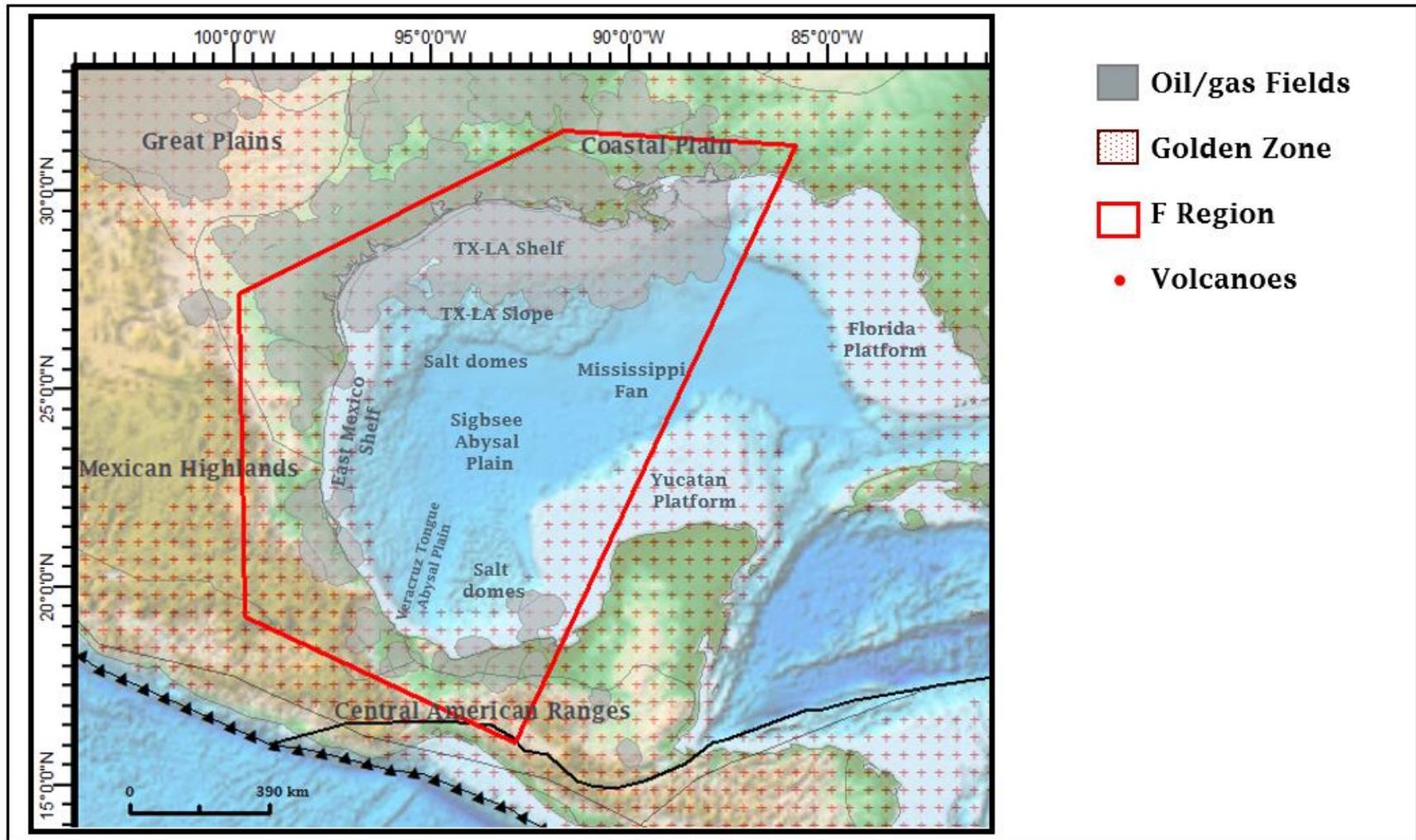


Figura 34. Elementos Tectónicos de la Región (E) Golfo de México

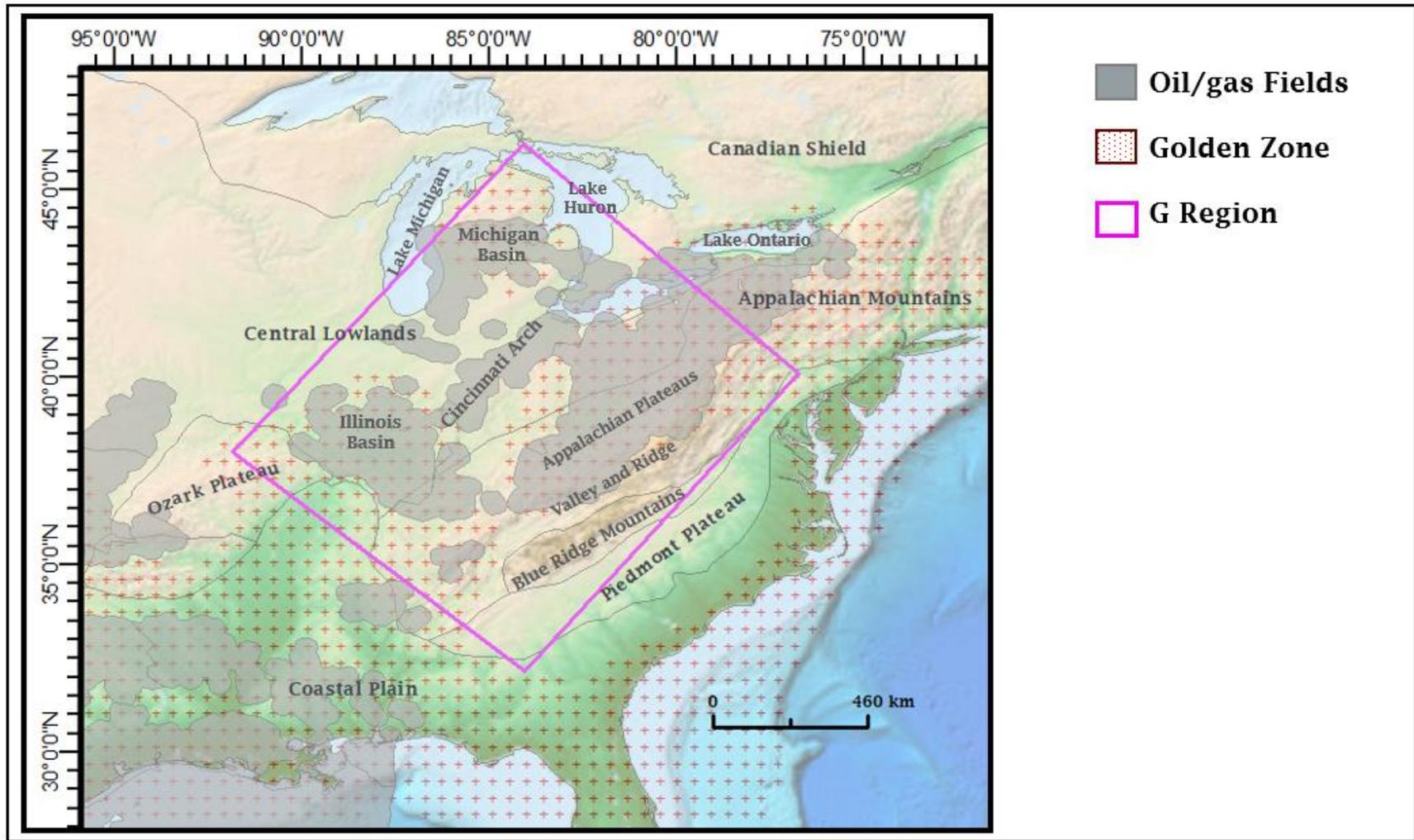


Figura 35. Elementos Tectónicos de la Región (G) Los Apalaches

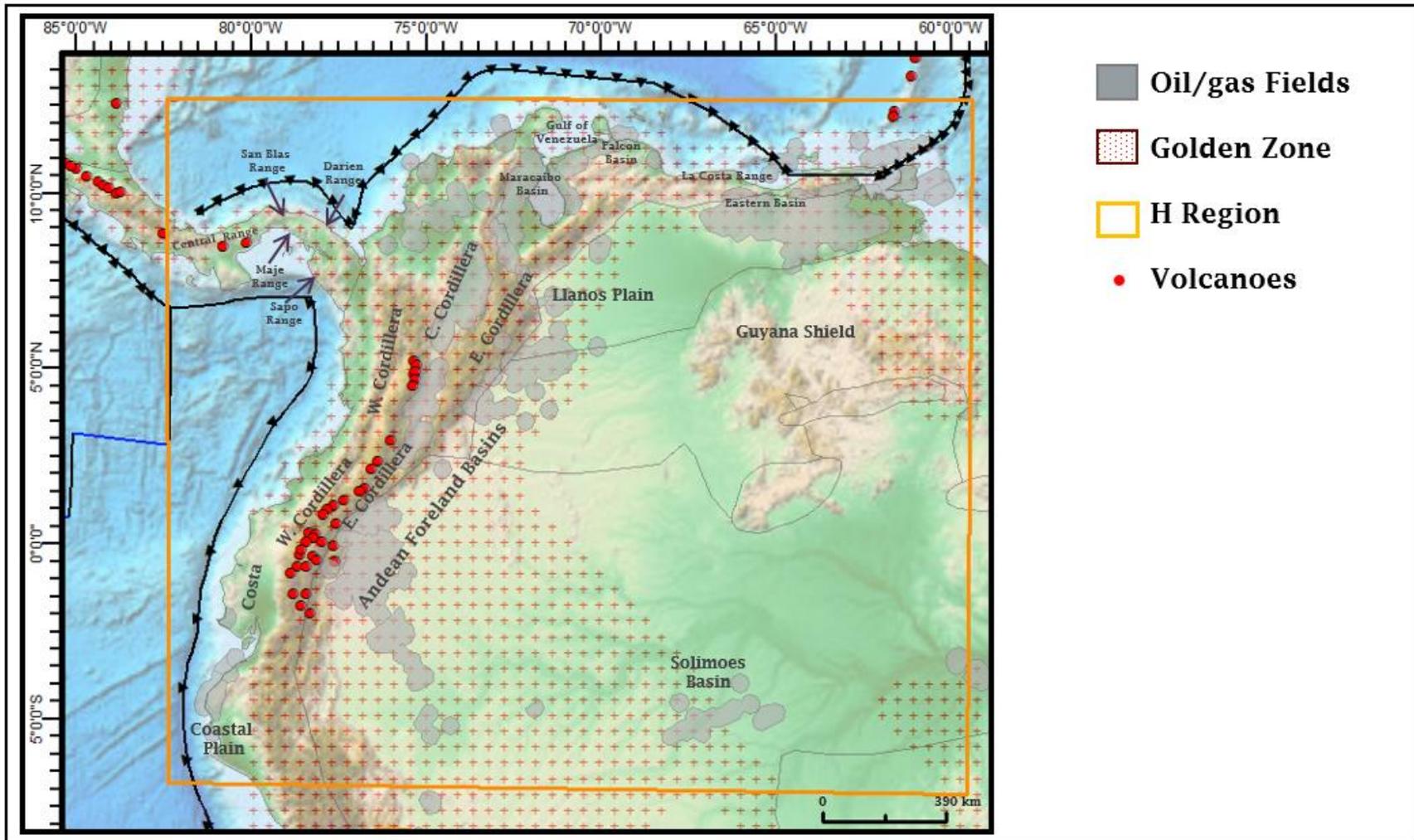


Figura 36. Elementos Tectónicos de la Región (H) Norte de Sur América

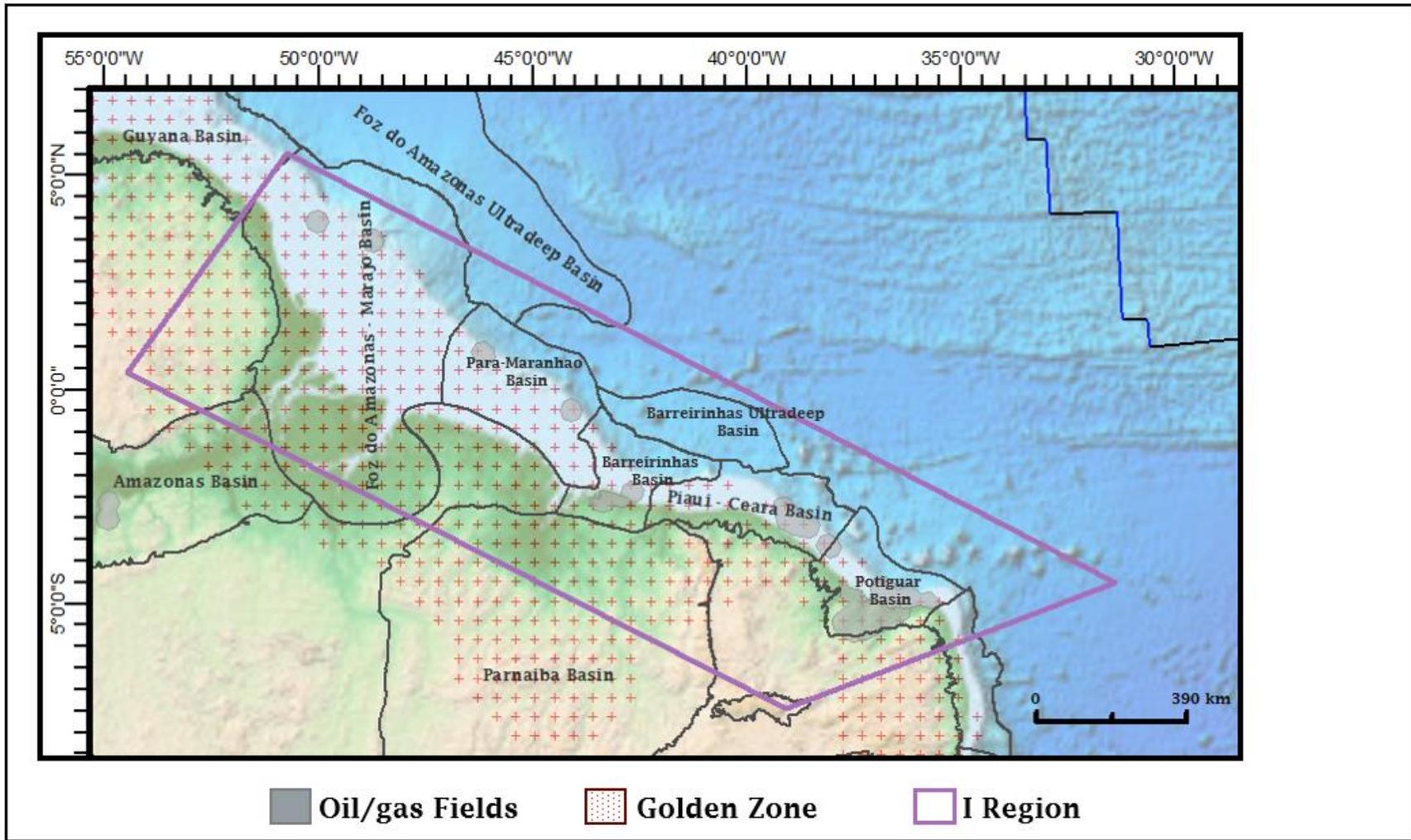


Figura 37. Elementos Tectónicos de la Región (I) Noreste de Brasil

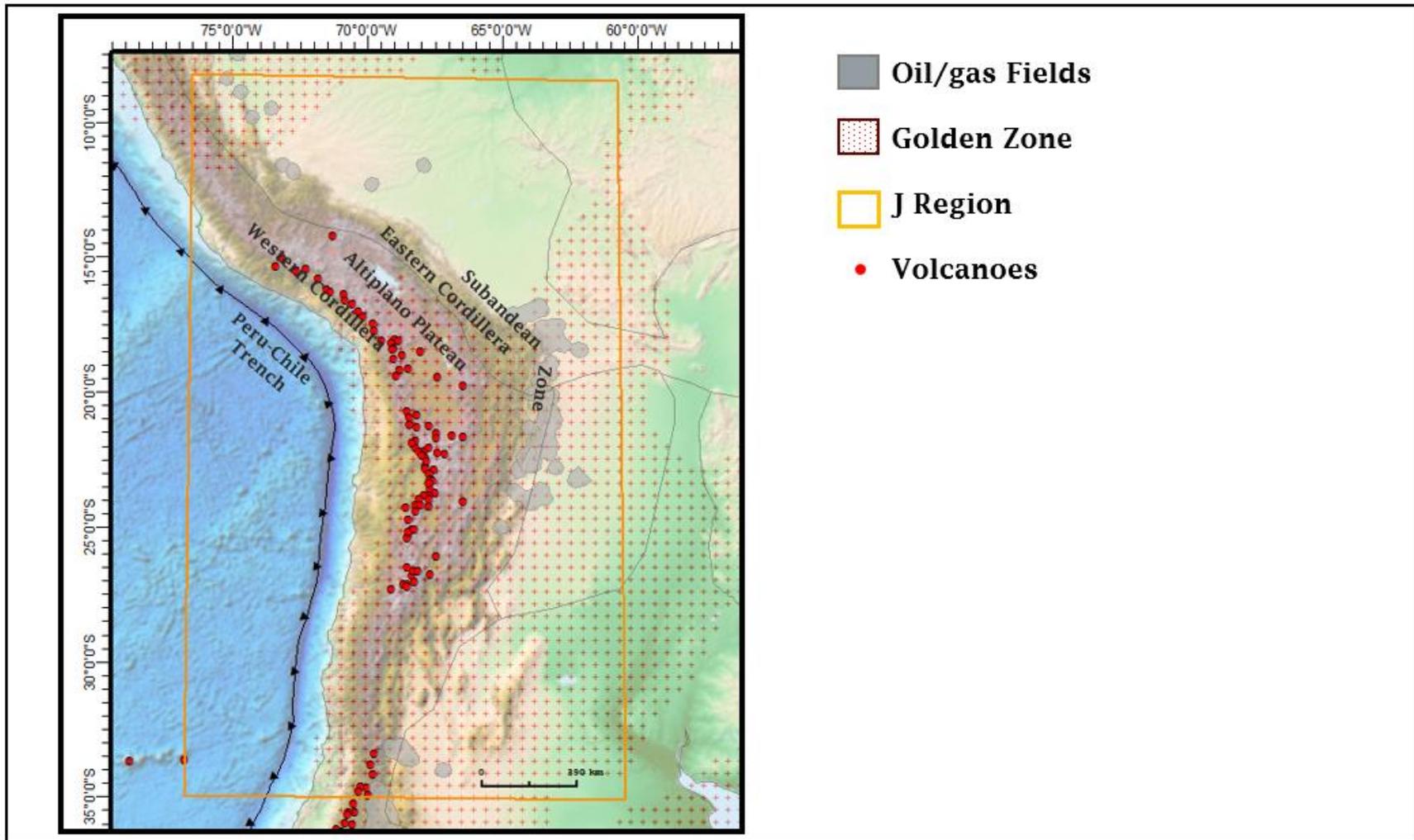


Figura 38. Elementos Tectónicos de la Región (J) Los Andes Centrales

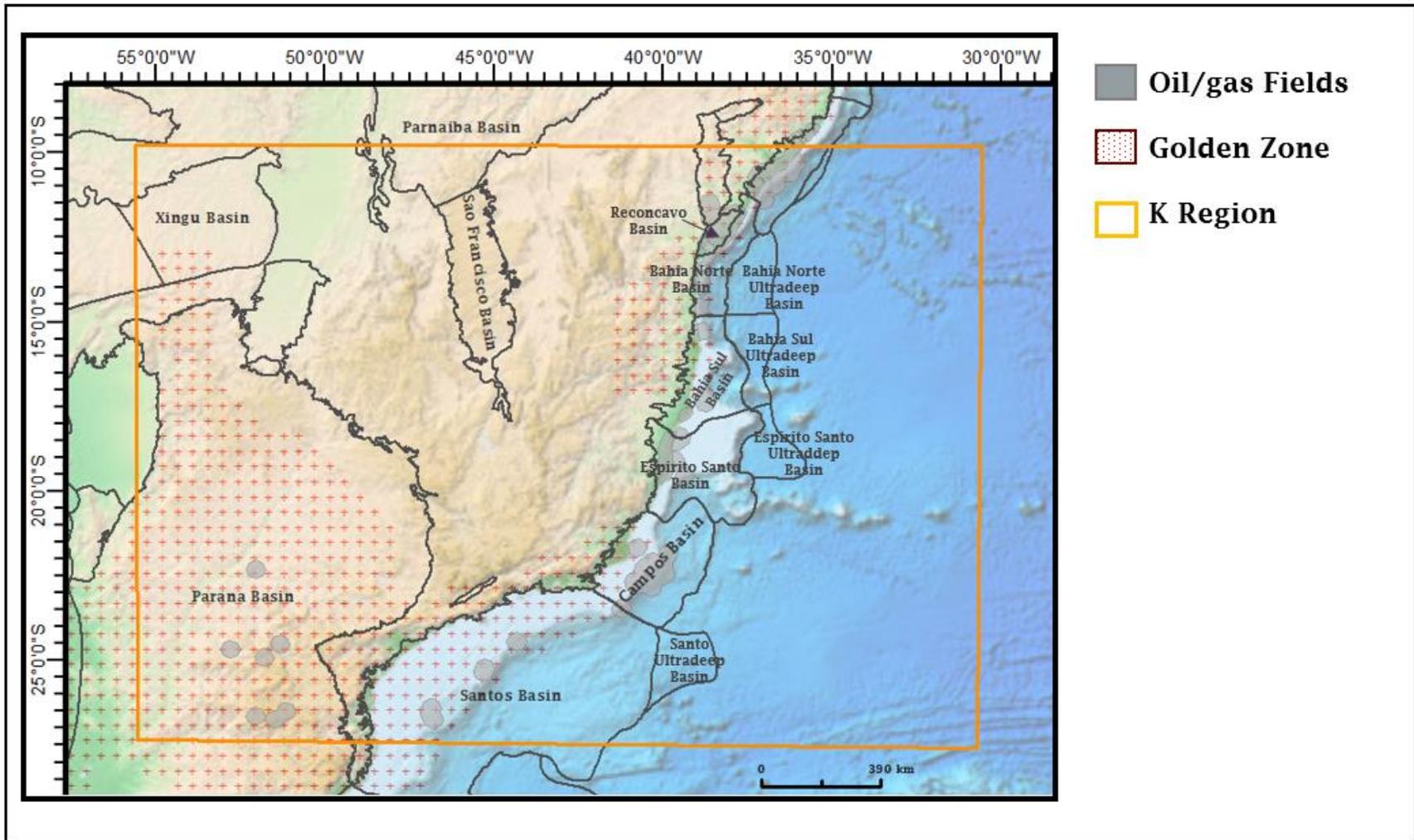


Figura 39. Elementos Tectónicos de la Región (K) Brasil

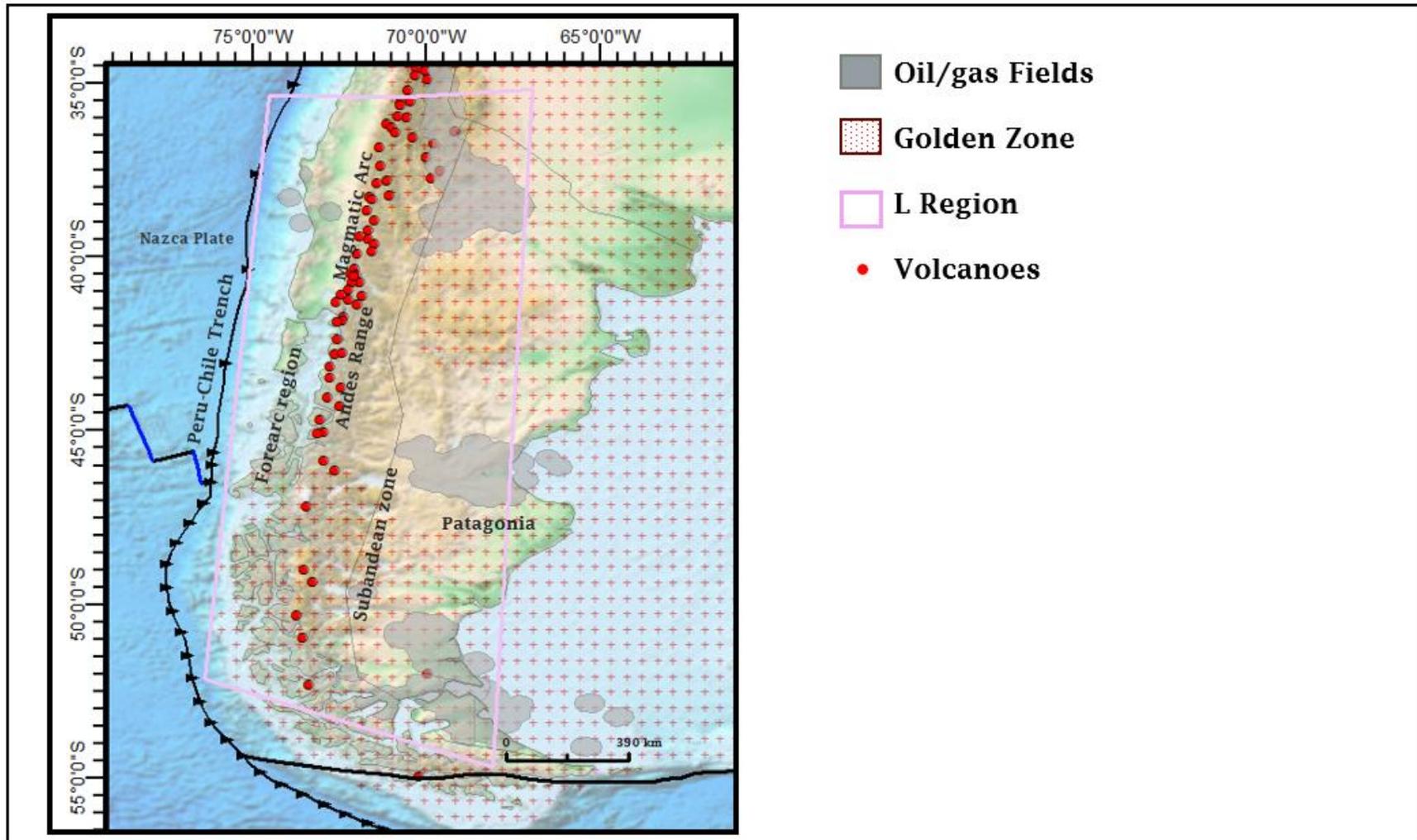


Figura 40. Elementos Tectónicos de la Región (L) Sur de Los Andes

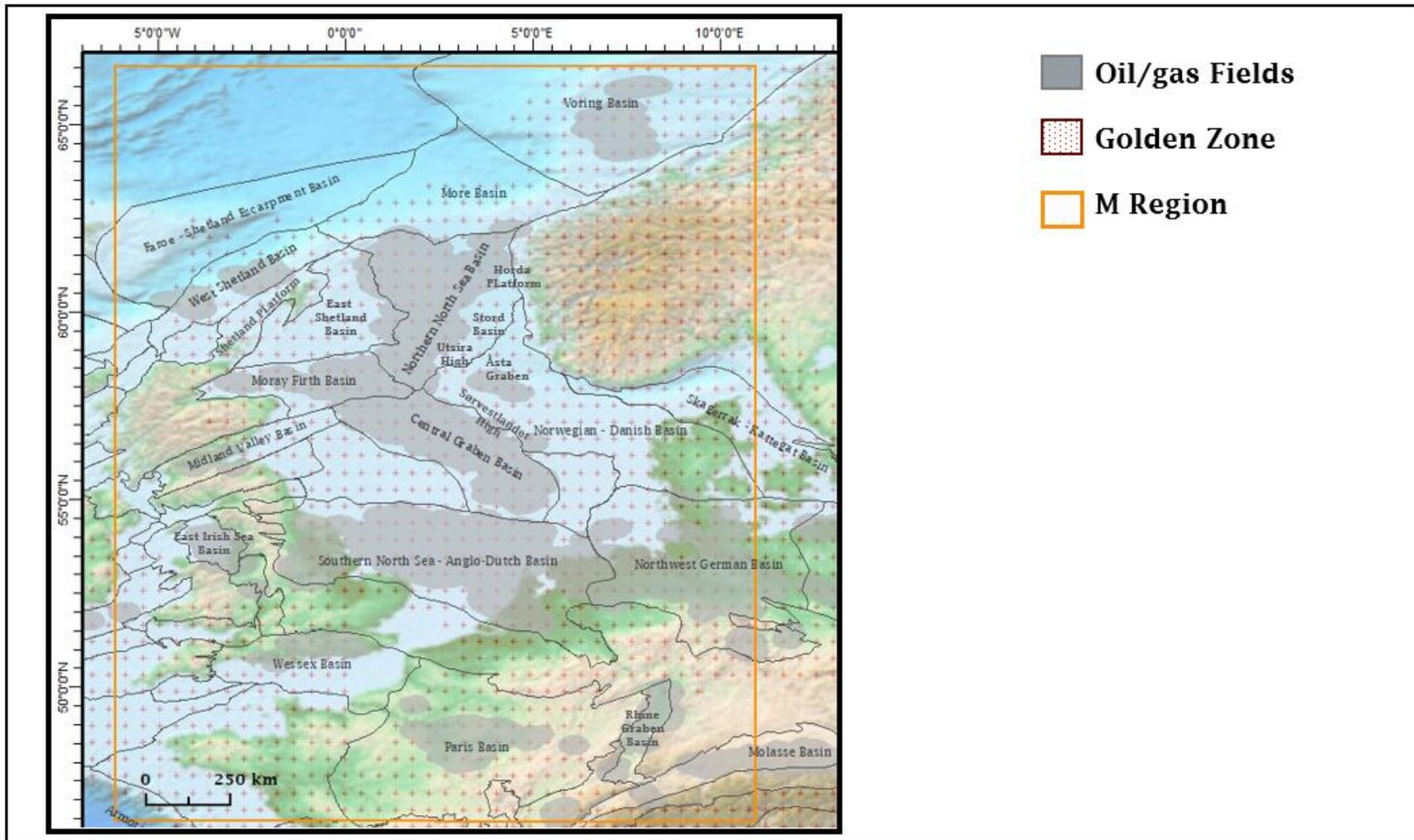


Figura 41. Elementos Tectónicos de la Región (M) Mar del Norte

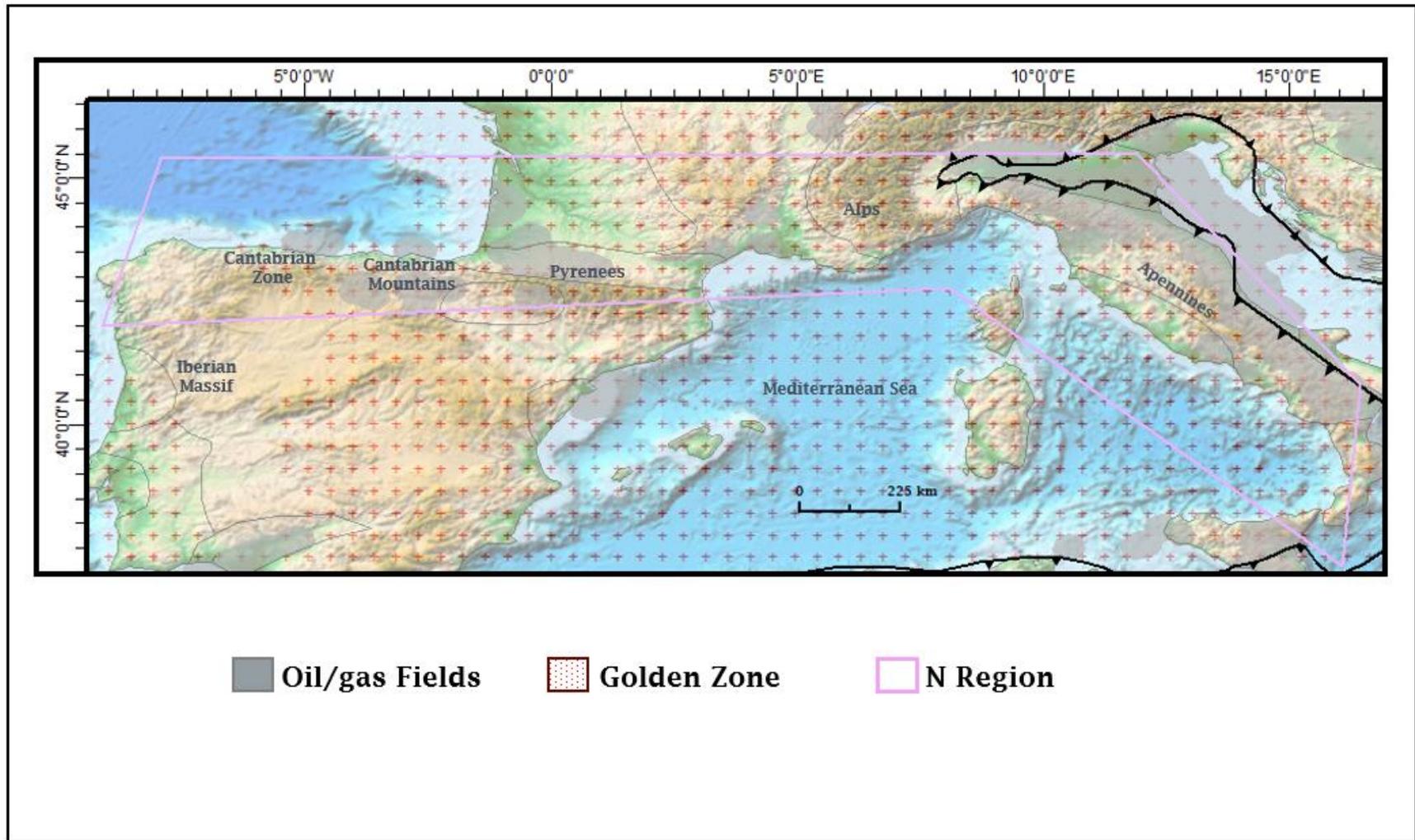


Figura 42. Elementos Tectónicos de la Región (N) Suroeste de Europa

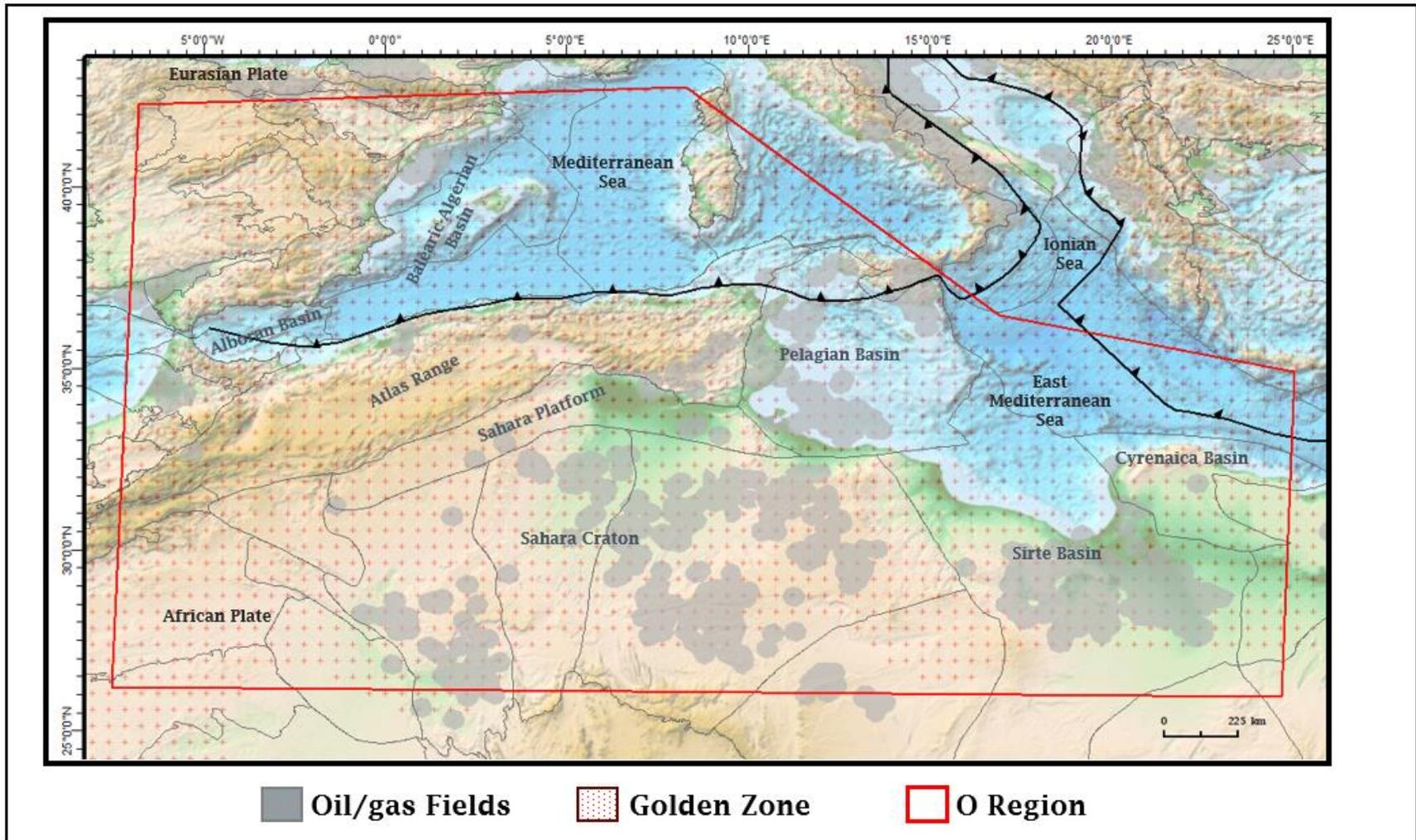


Figura 43. Elementos Tectónicos de la Región (O) Noroeste de África y Mar Mediterráneo

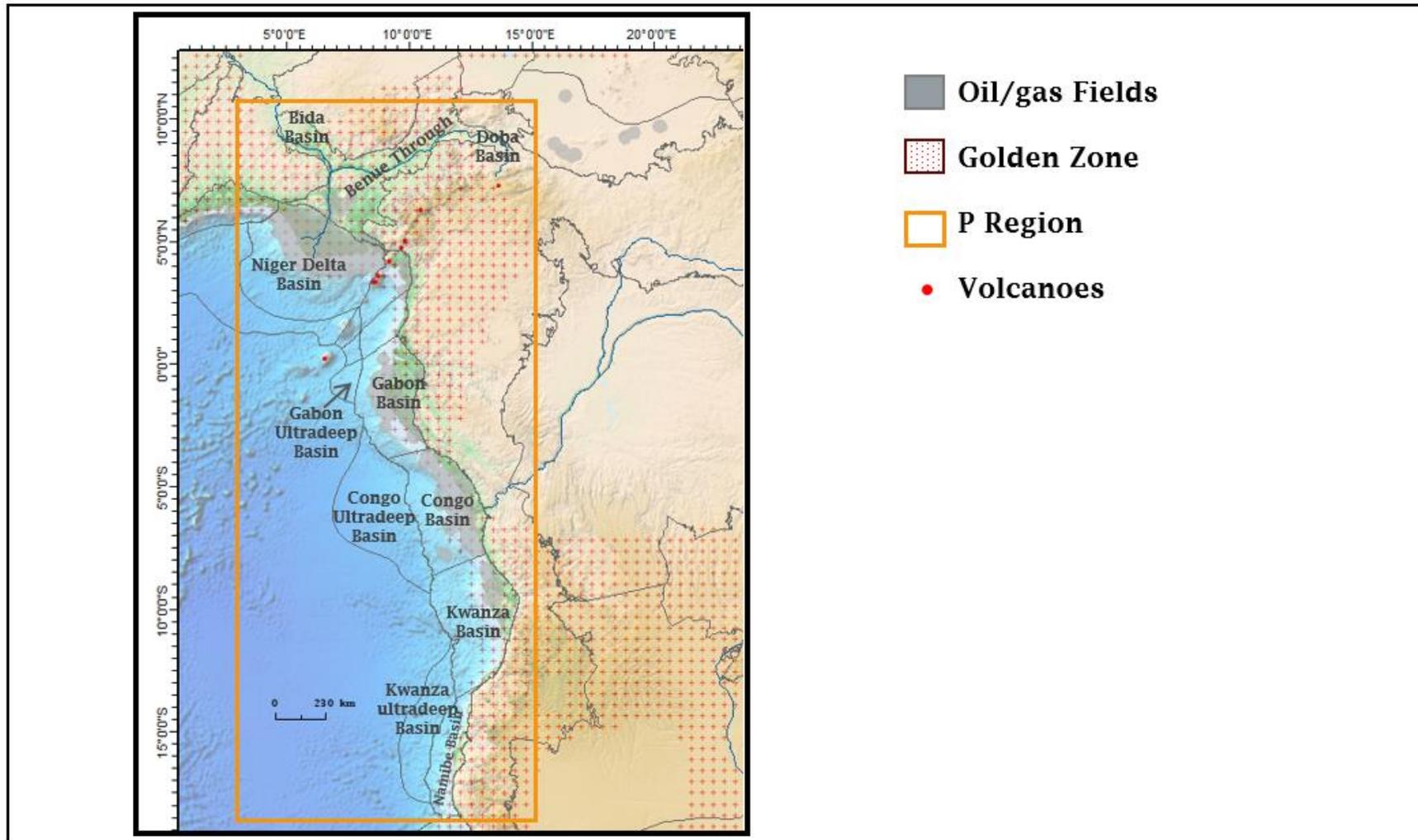


Figura 44. Elementos Tectónicos de la Región (P) Oeste de África

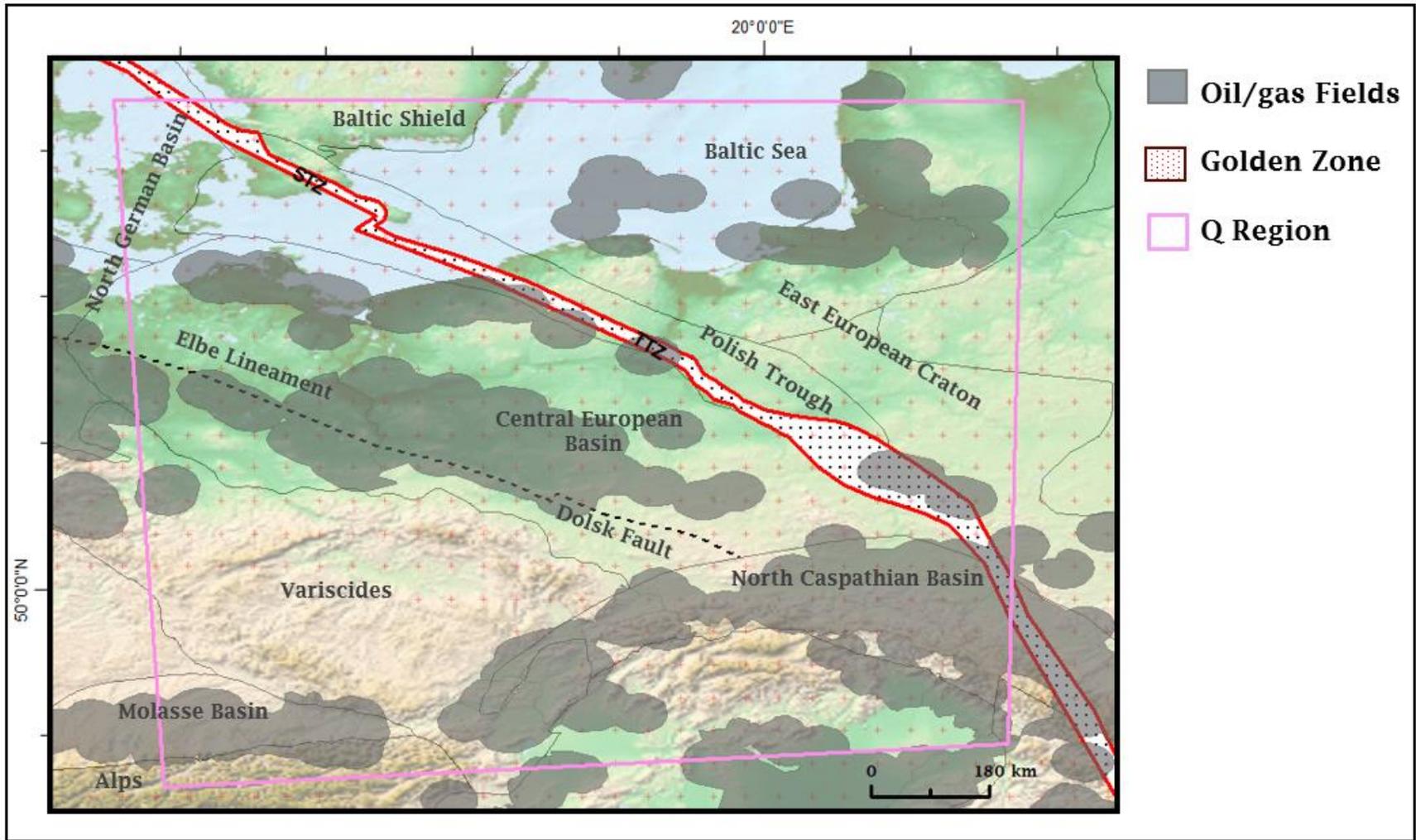


Figura 45. Elementos Tectónicos de la Región (Q) Europa Central

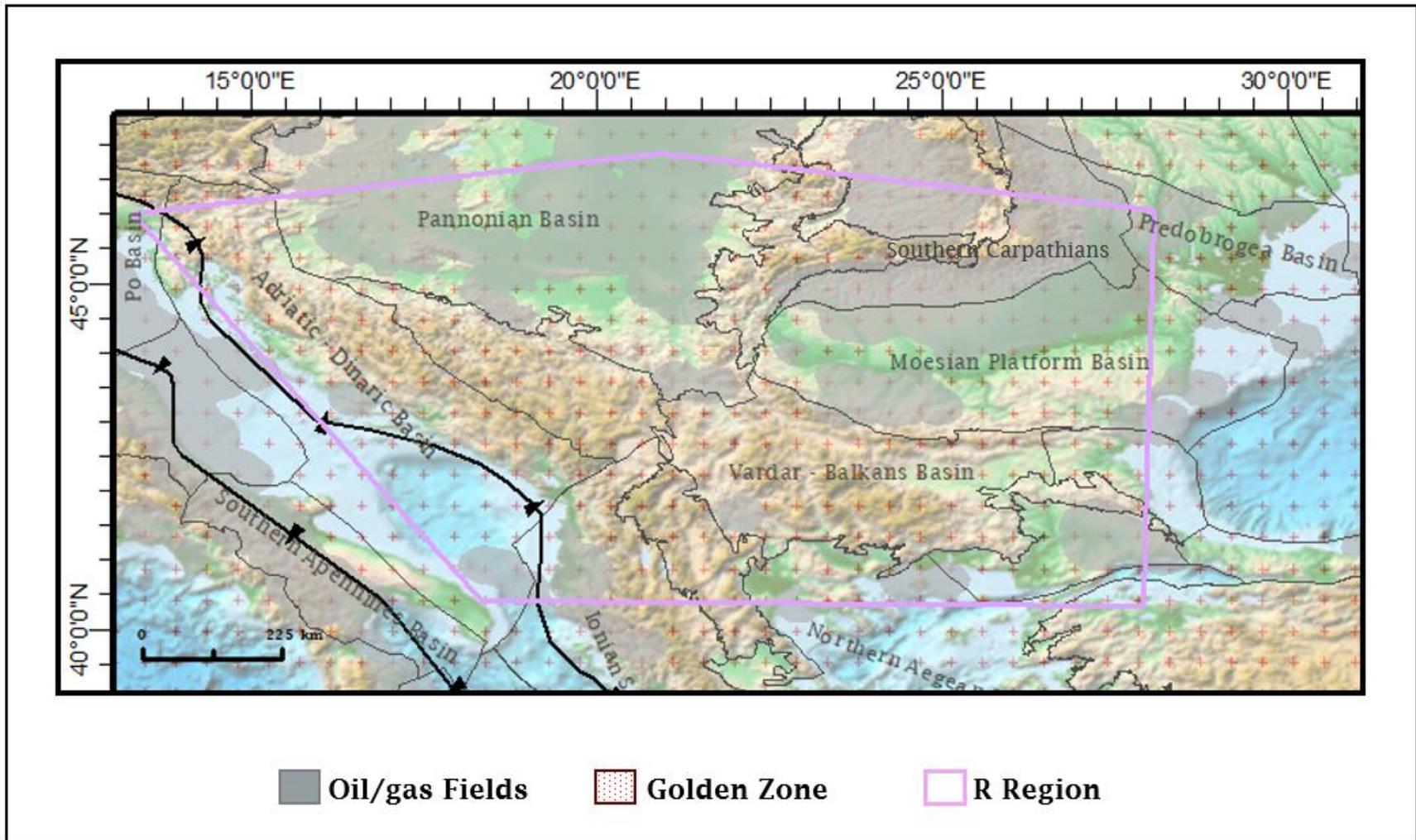


Figura 46. Elementos Tectónicos de la Región (R) Sureste de Europa

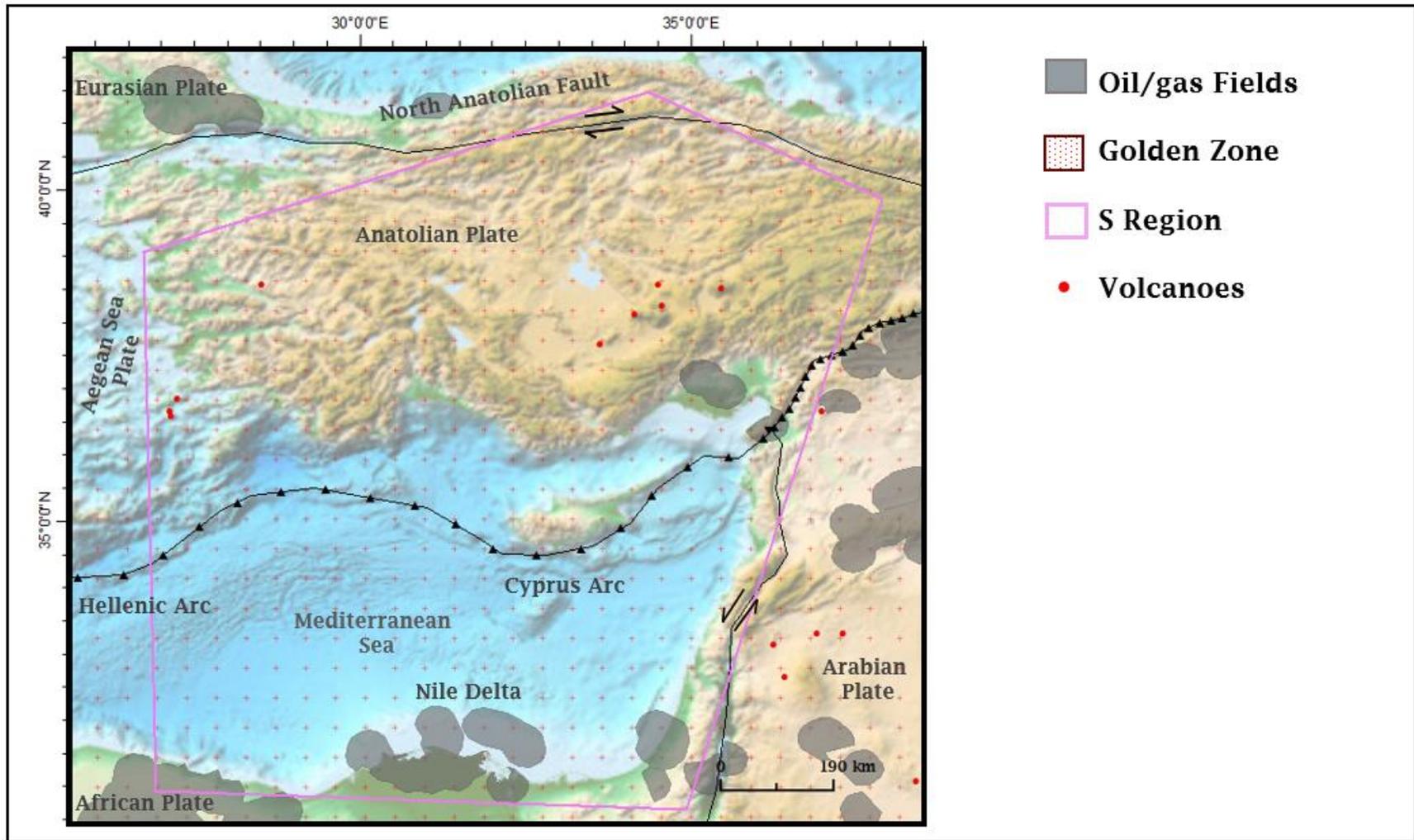


Figura 47. Elementos Tectónicos de la Región (S) Anatolia/ Mar Egeo

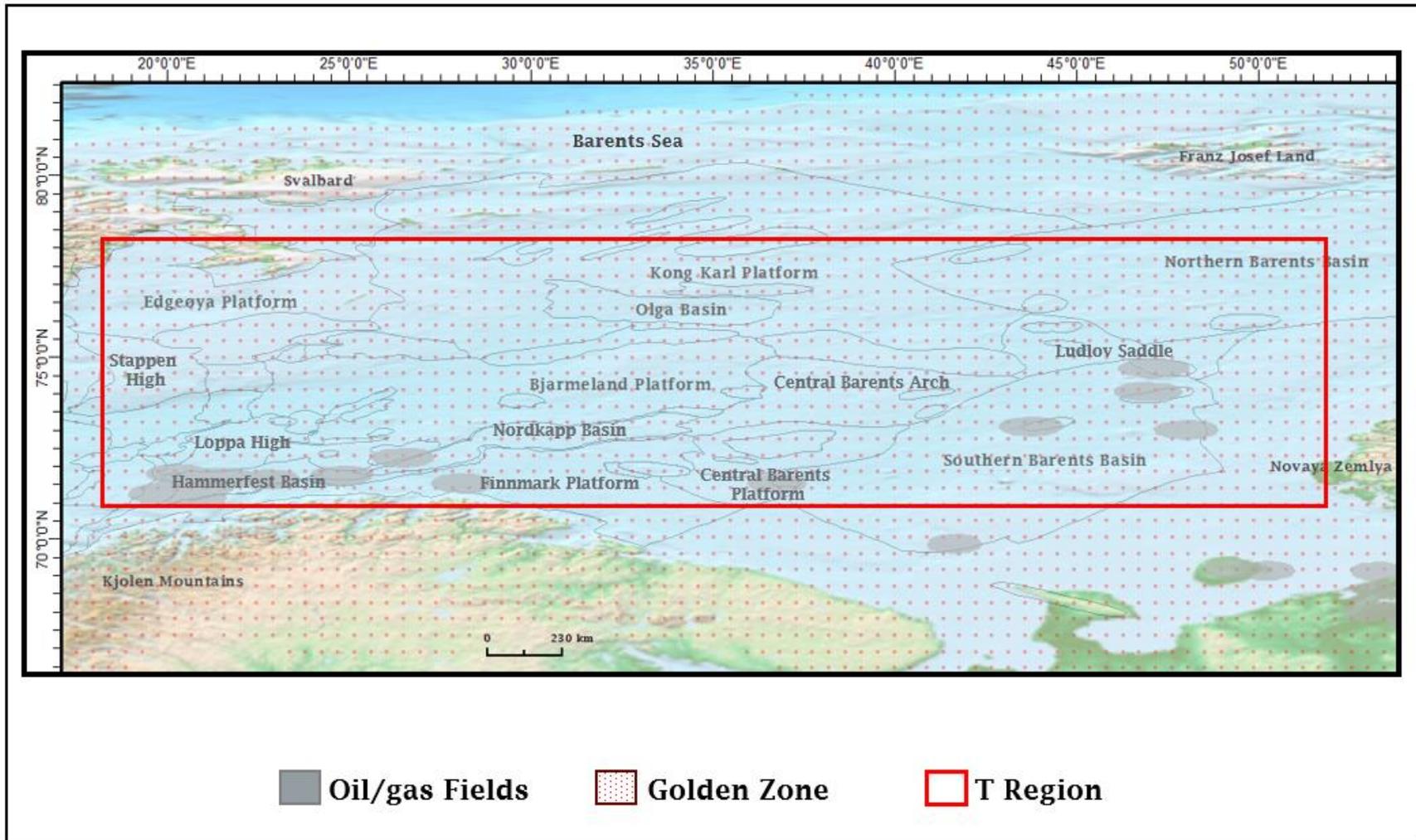


Figura 48. Elementos Tectónicos de la Región (T) Mar de Barents

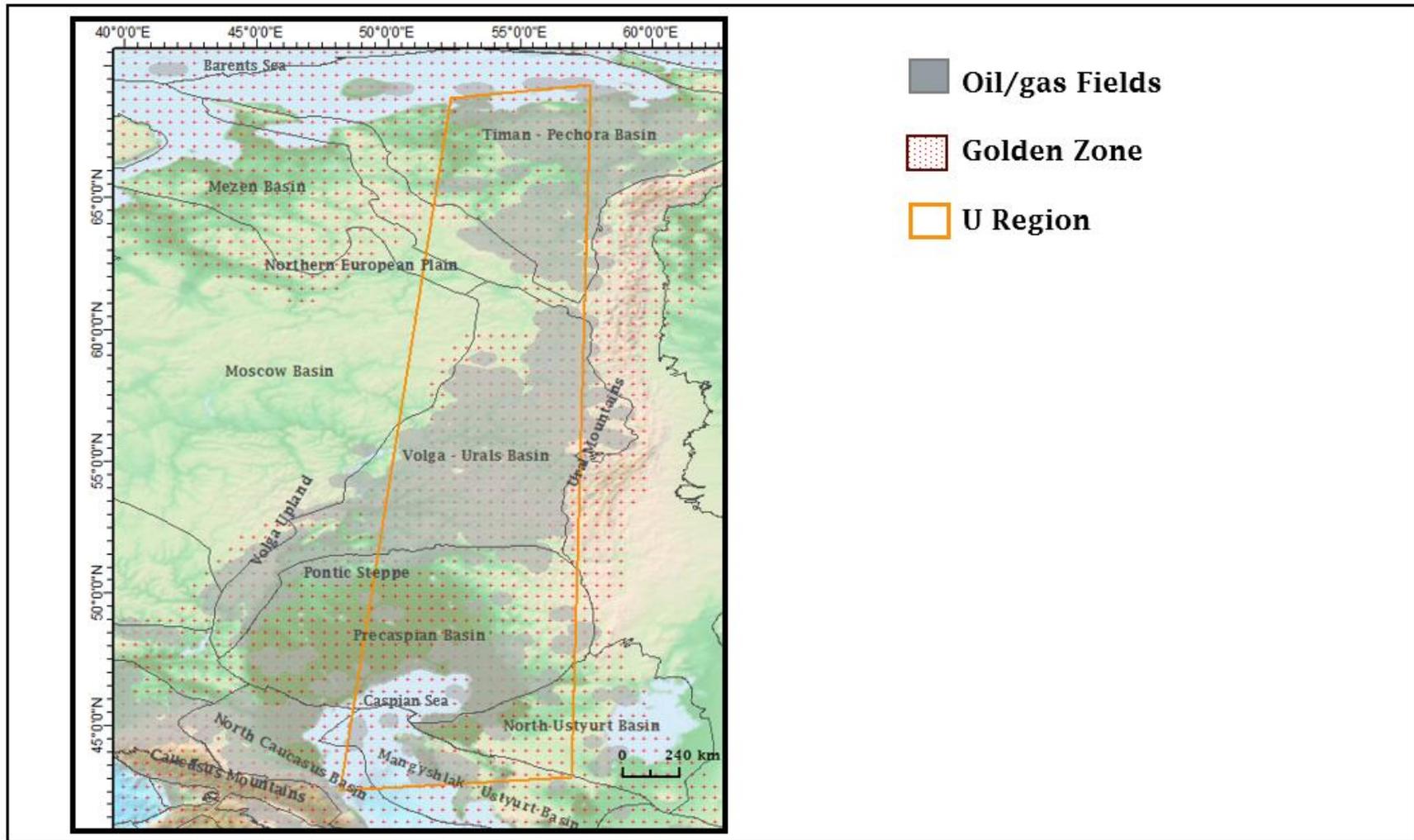


Figura 49. Elementos Tectónicos de la Región (U) Montañas Urales

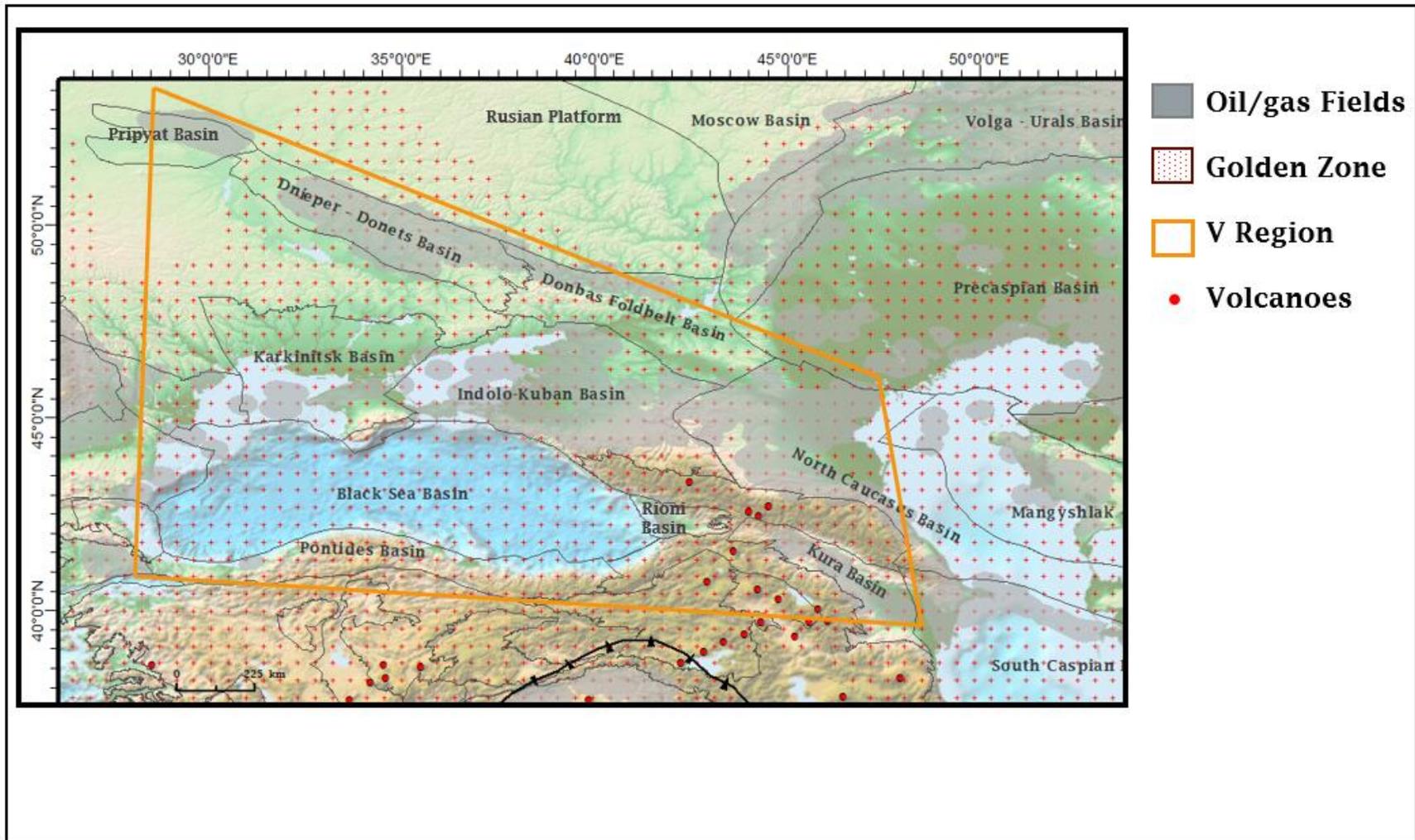


Figura 50. Elementos Tectónicos de la Región (V) Cáucaso Norte- Mar Negro

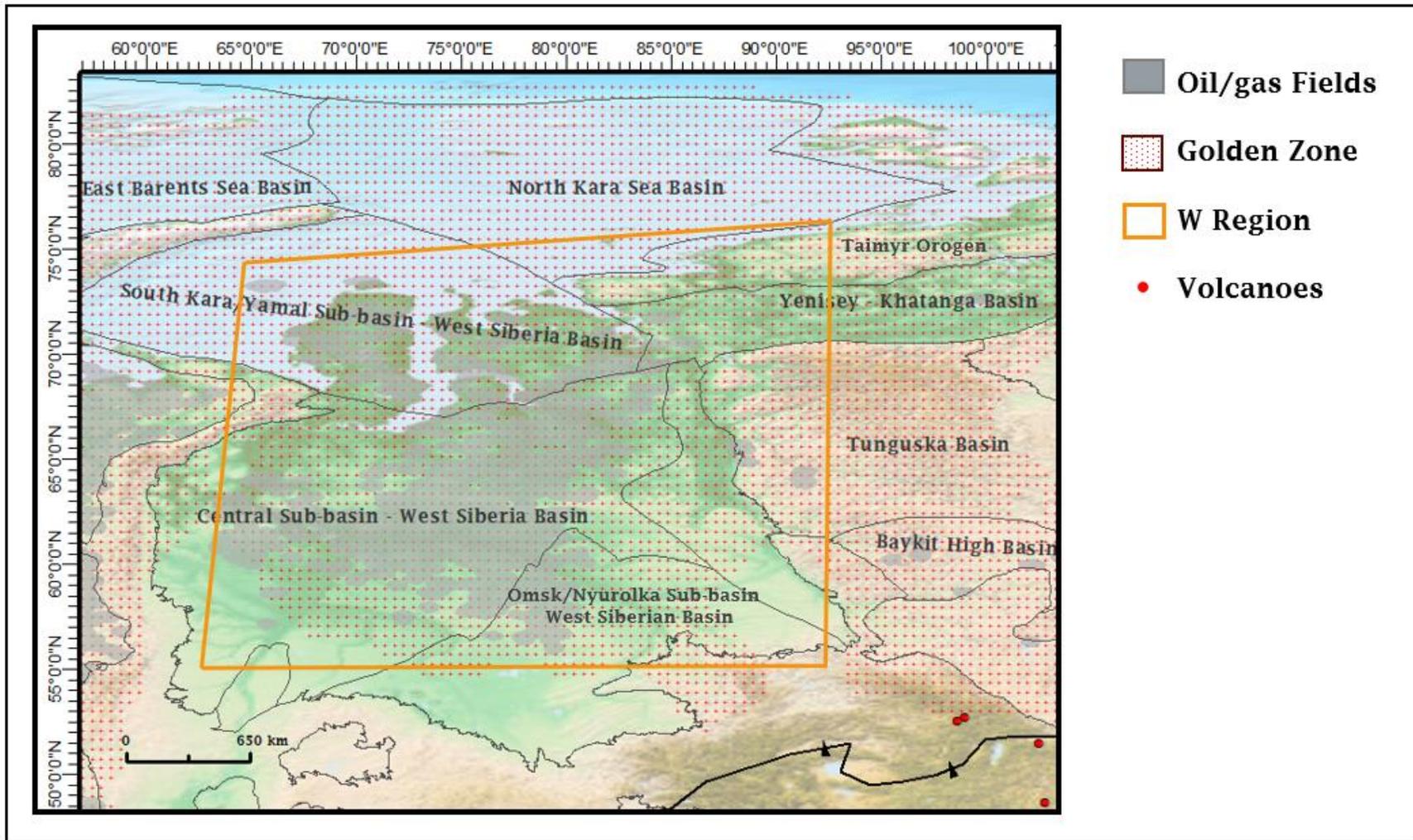


Figura 51. Elementos Tectónicos de la Región (W) Oeste de Siberia

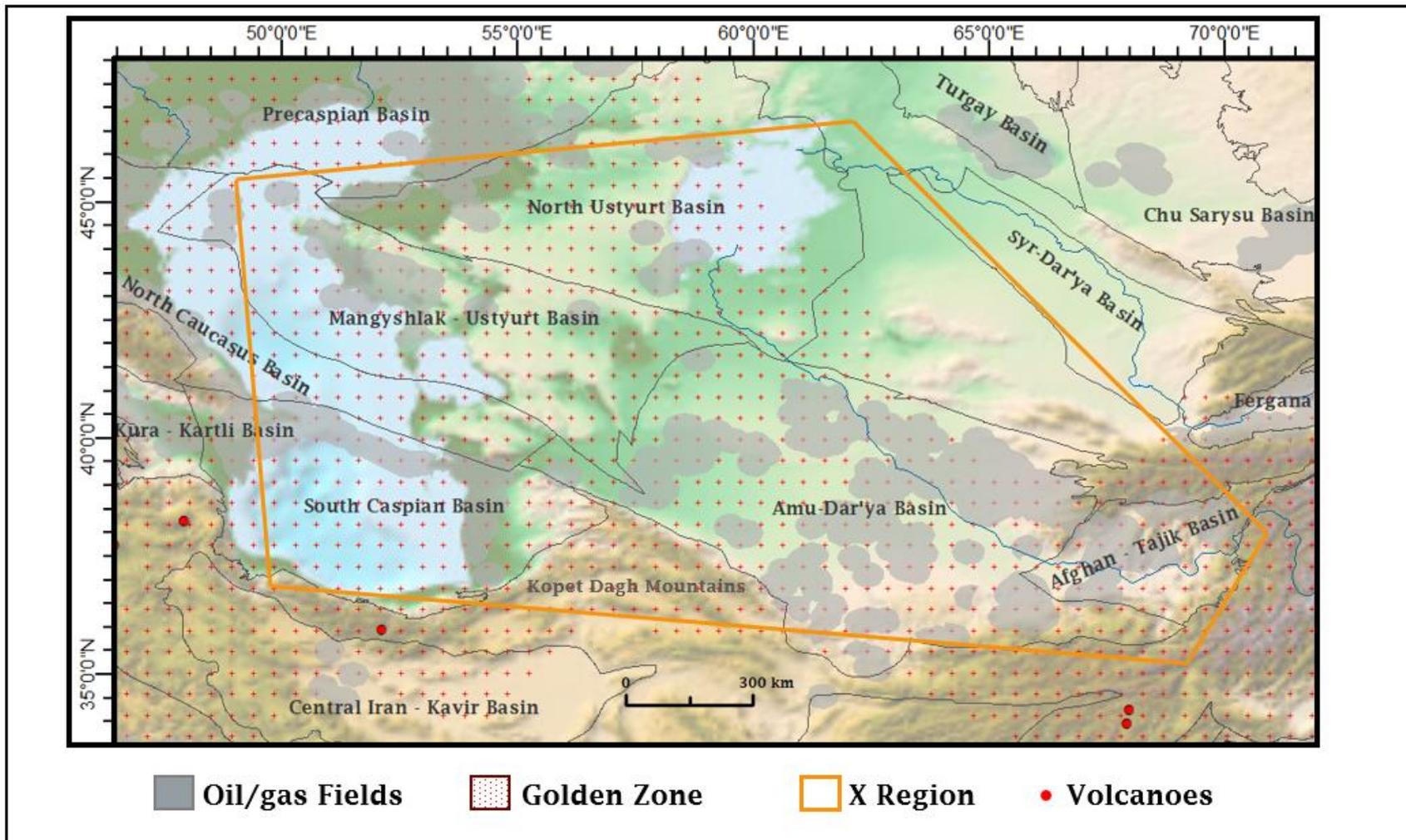


Figura 52. Elementos Tectónicos de la Región (X) Caspio Medio y Sur - Kopet Dag

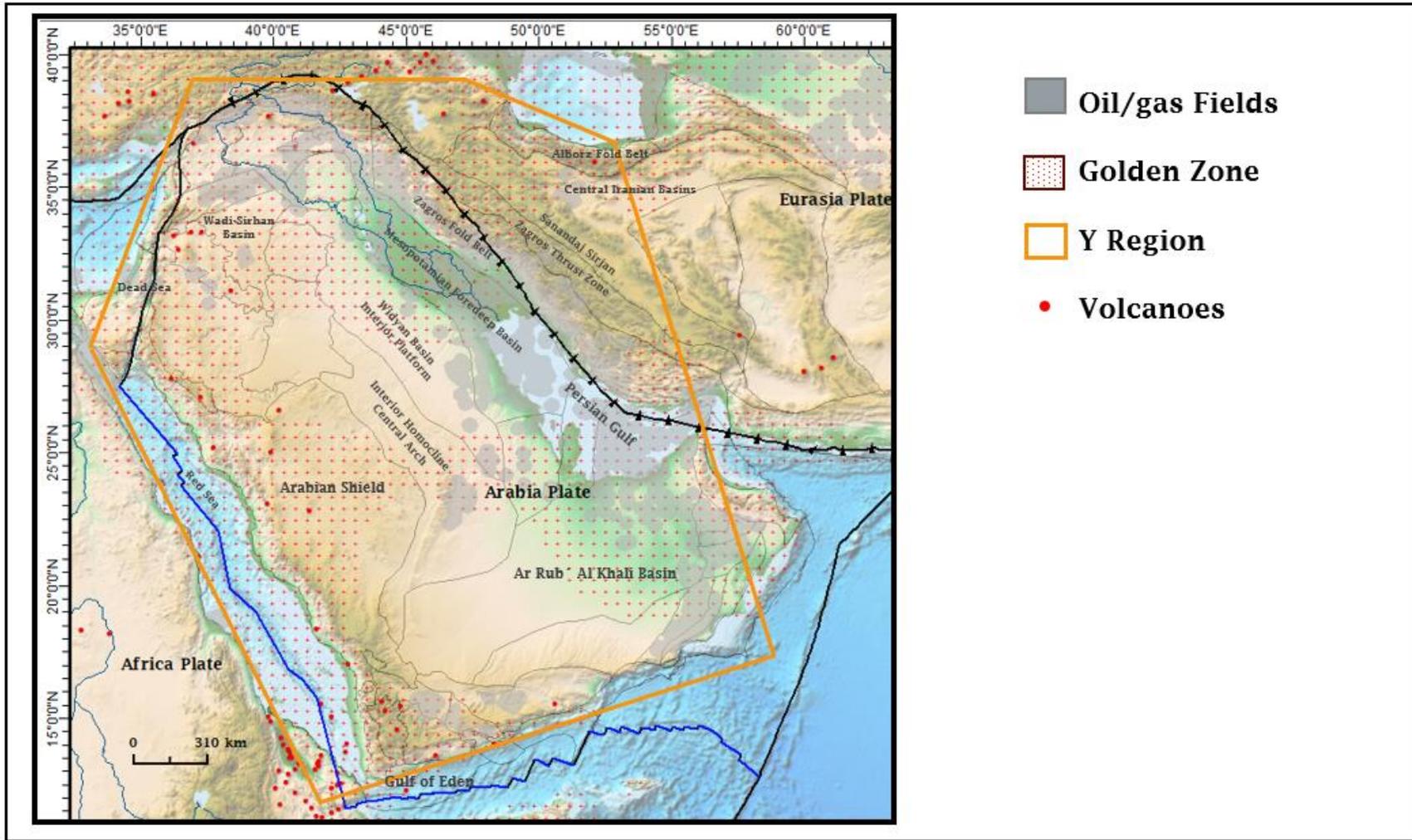


Figura 53. Elementos Tectónicos de la Región (Y) Península Árabe / Golfo Pérsico

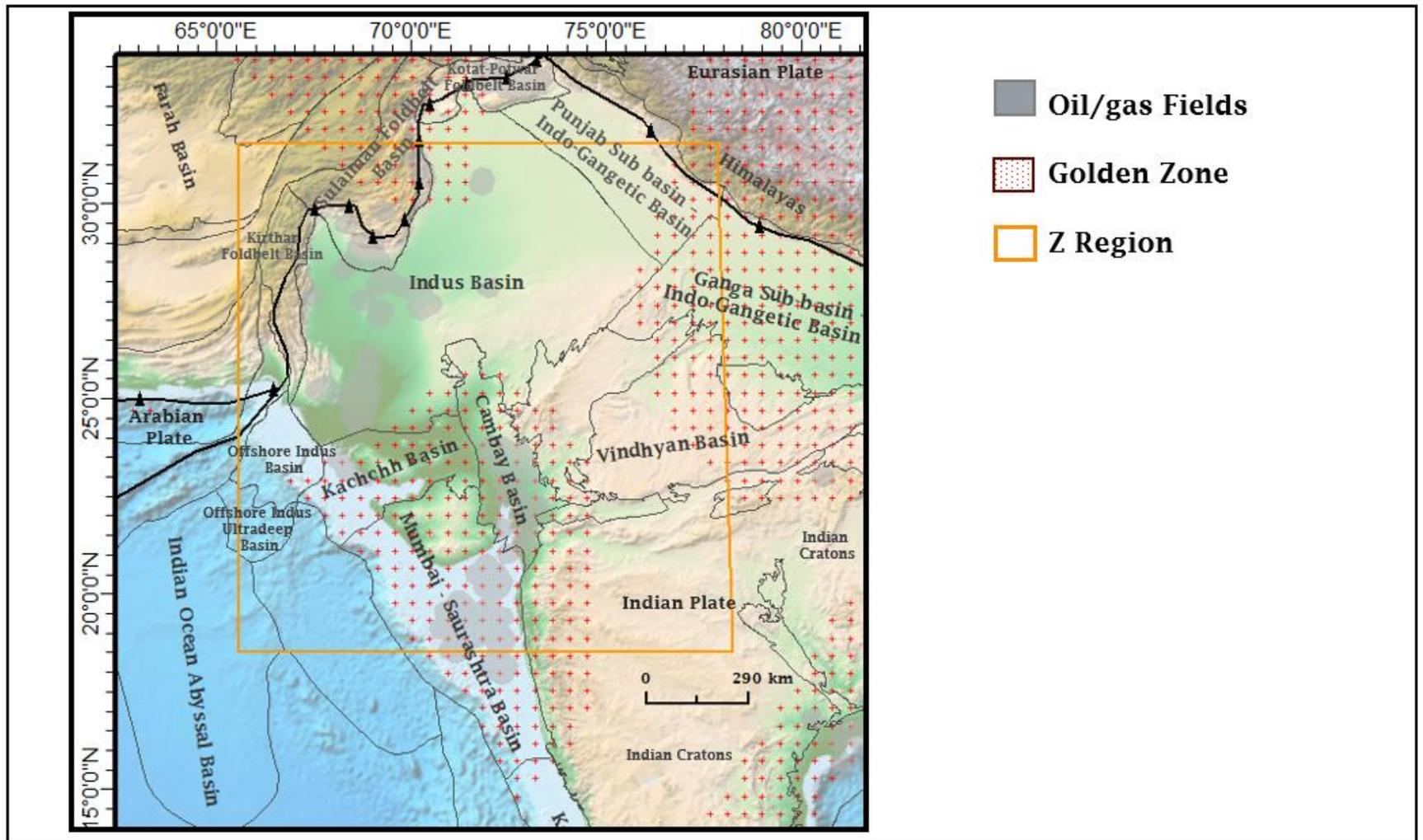


Figura 54. Elementos Tectónicos de la Región (Z) India/Pakistán

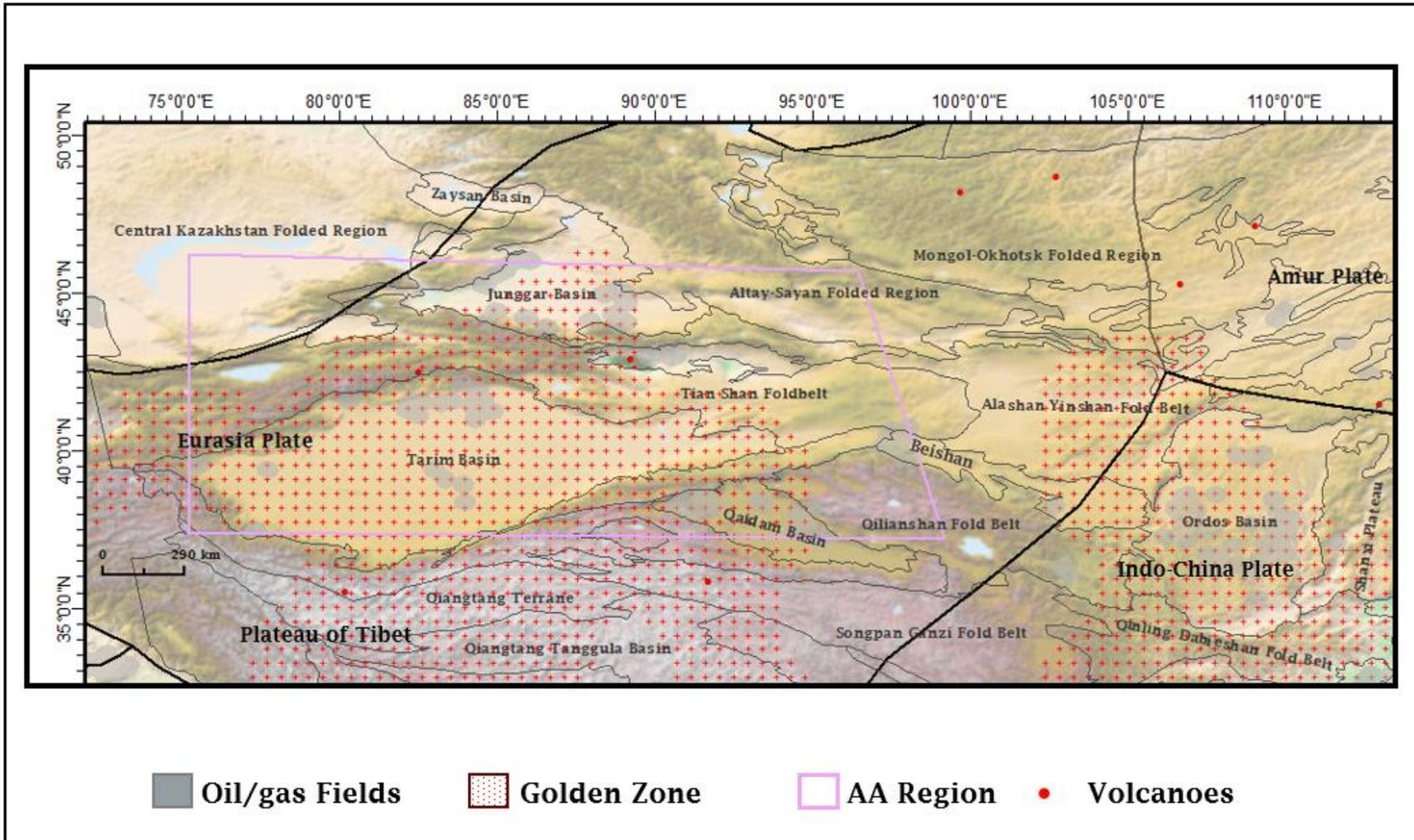


Figura 55. Elementos Tectónicos de la Región (AA) Noroeste de China

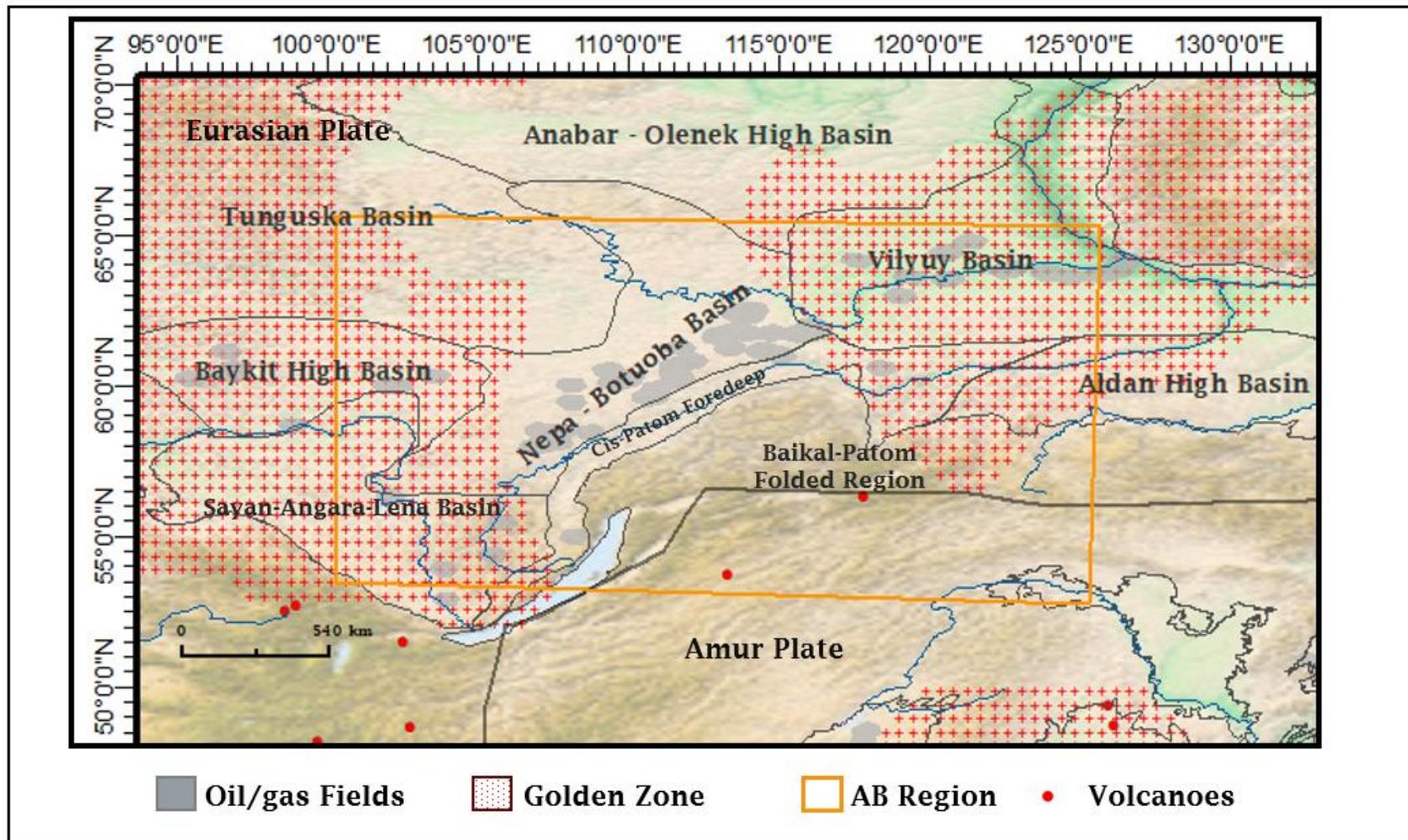


Figura 56. Elementos Tectónicos de la Región (AB) Sureste de la Plataforma Siberiana

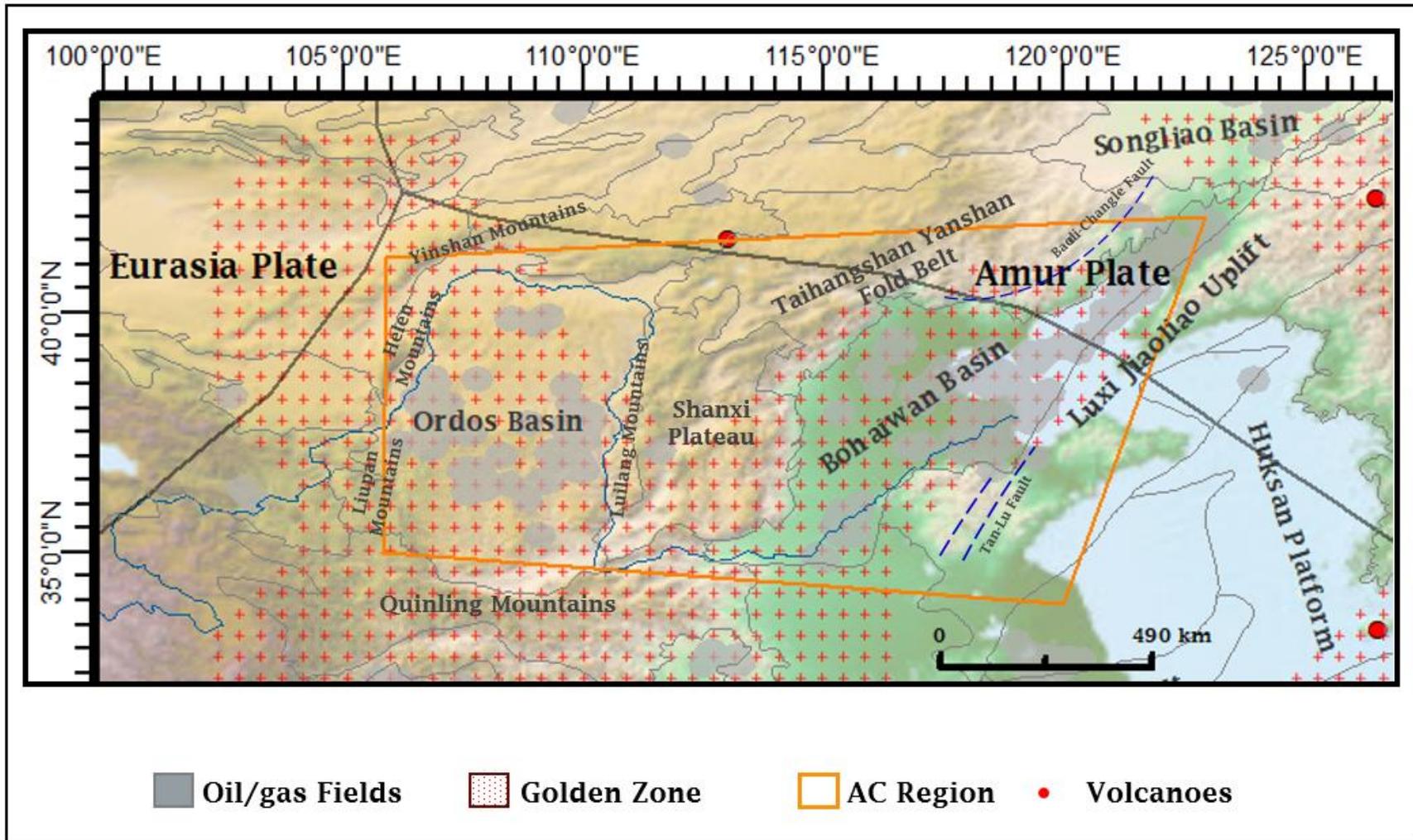


Figura 57. Elementos Tectónicos de la Región (AC) Noreste de China

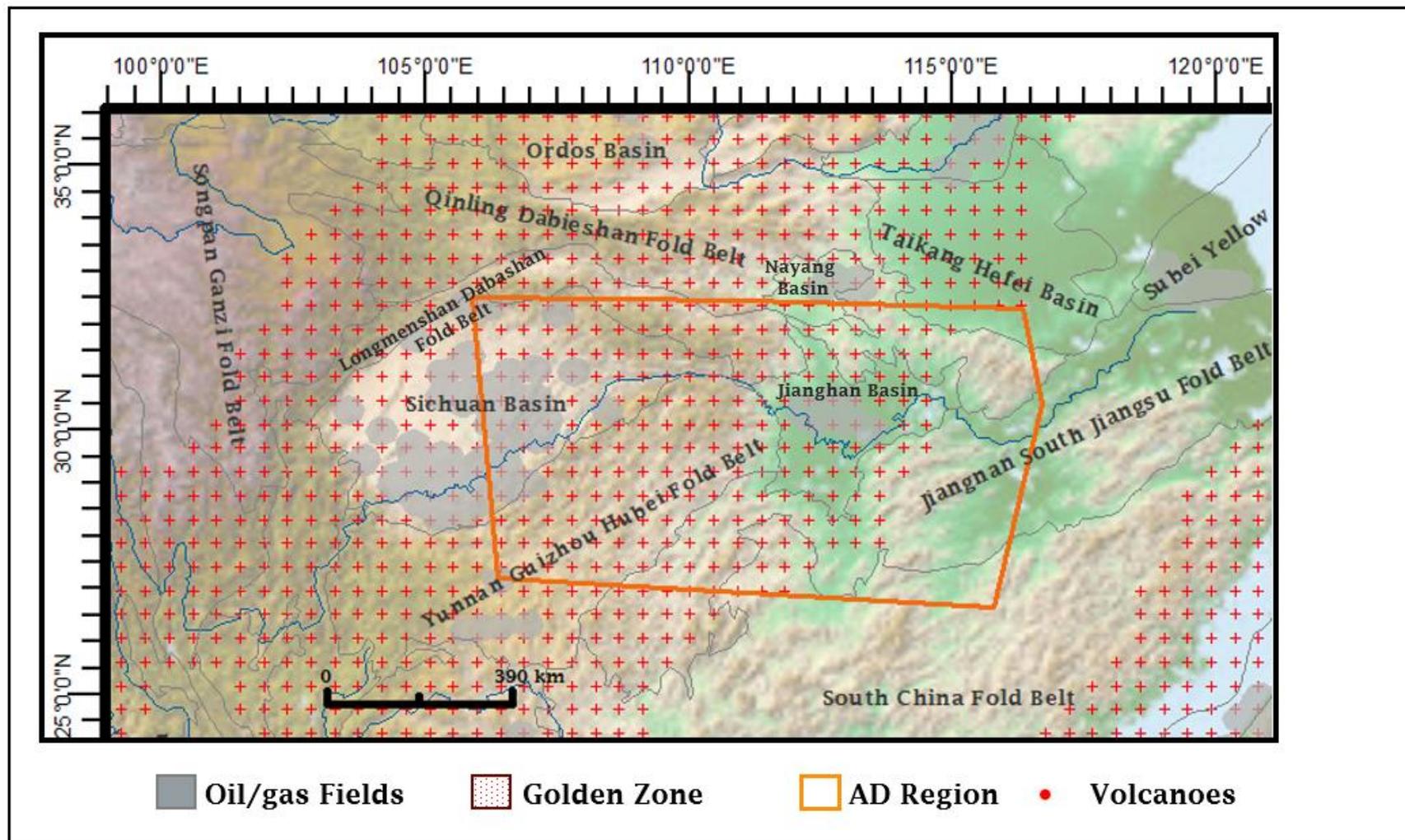


Figura 58. Elementos Tectónicos de la Región (AD) Sureste de China

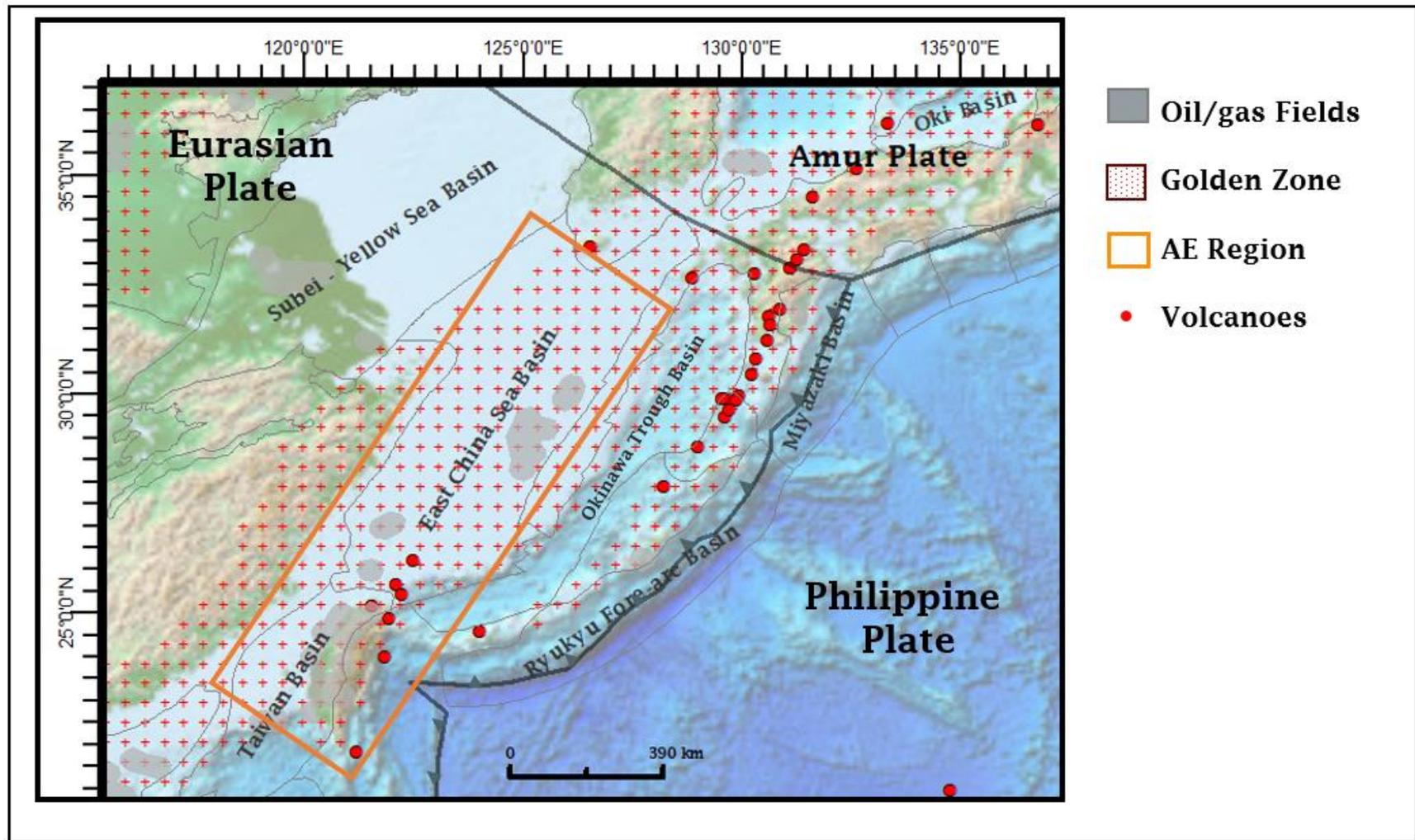


Figura 59. Elementos Tectónicos de la Región (AE) Mar de la China Meridional

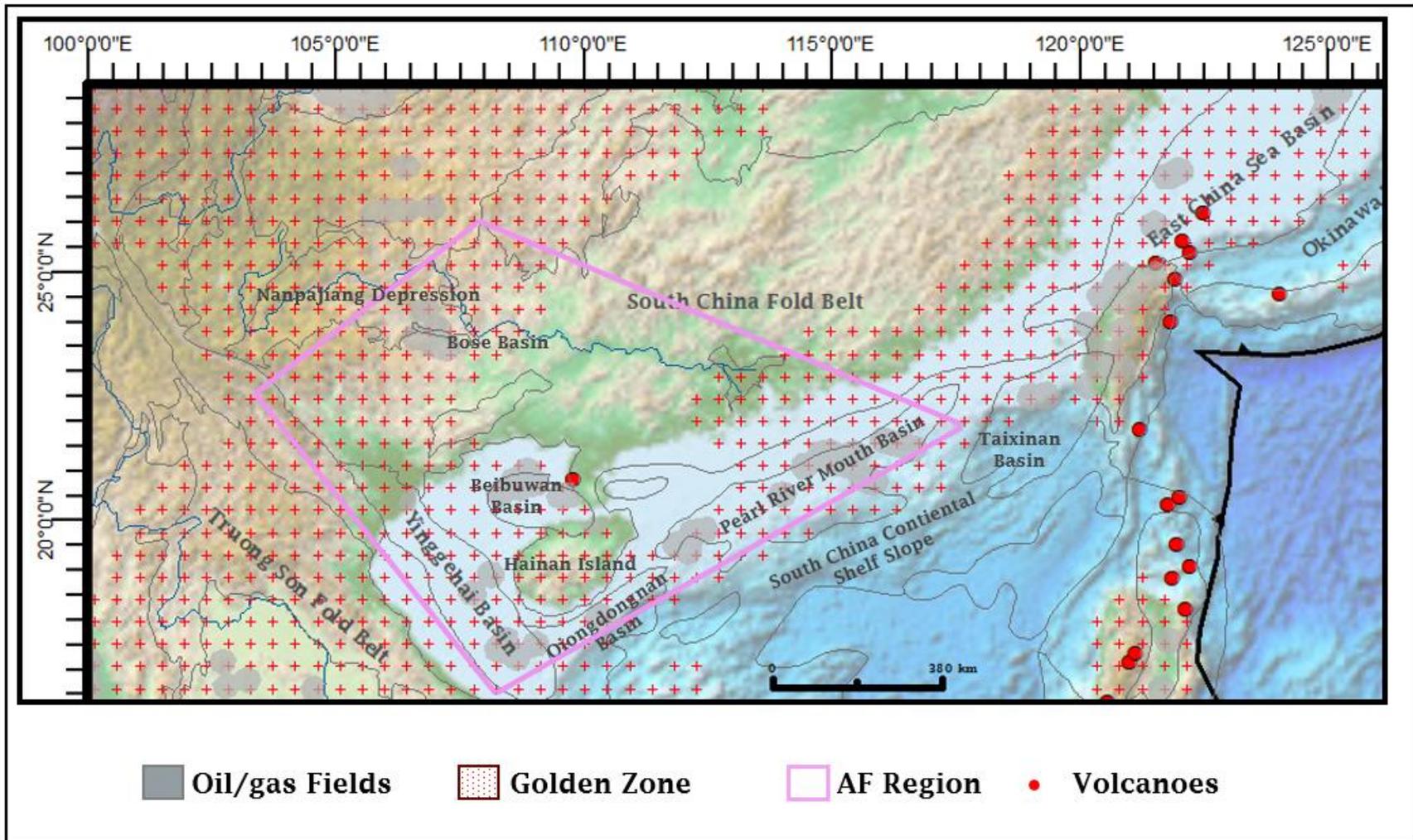


Figura 60. Elementos Tectónicos de la Región (AF) Sur de China

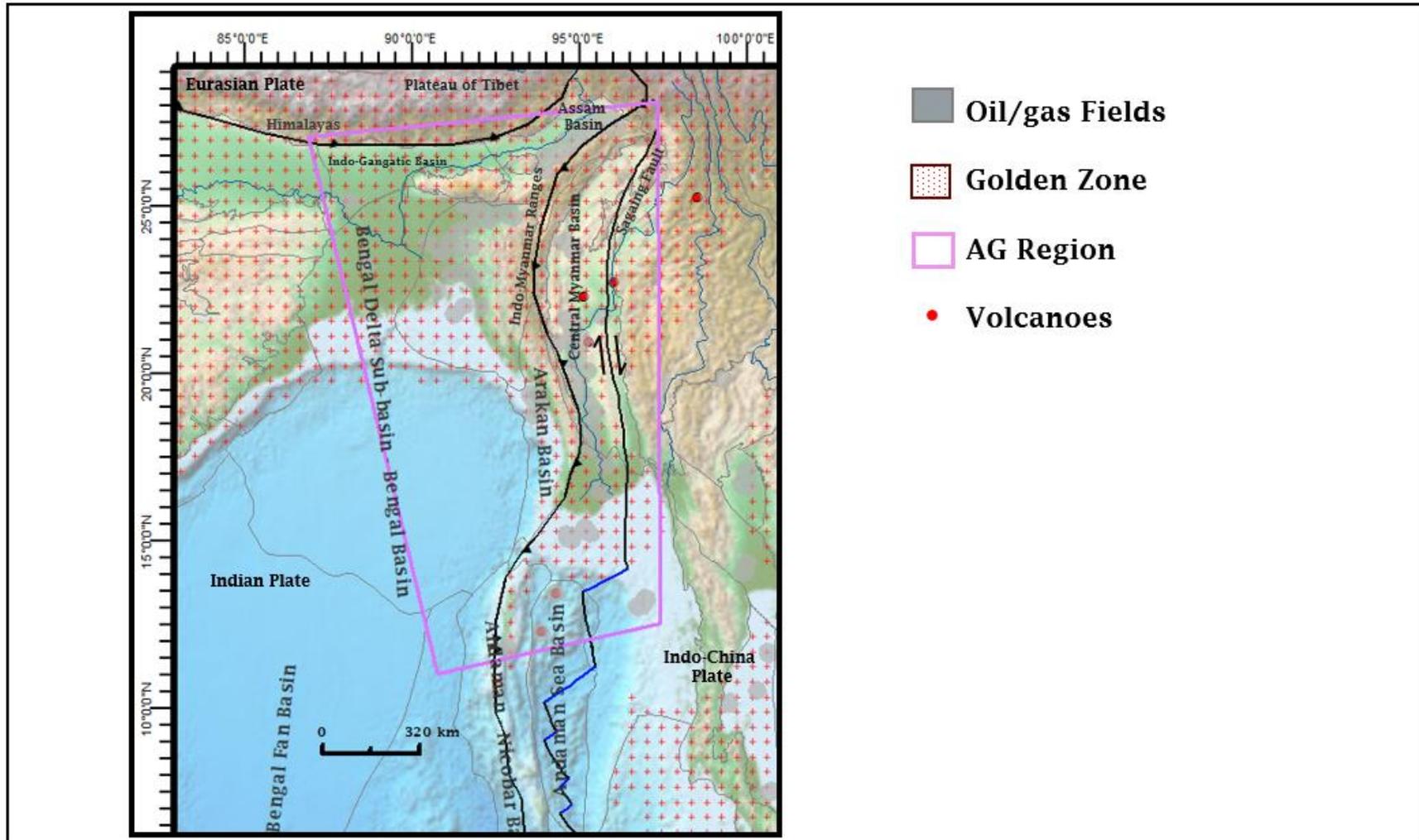


Figura 61. Elementos Tectónicos de la Región (AG) Oeste de Birmania, Bangladés, Noreste de India y Golfo de Bengala

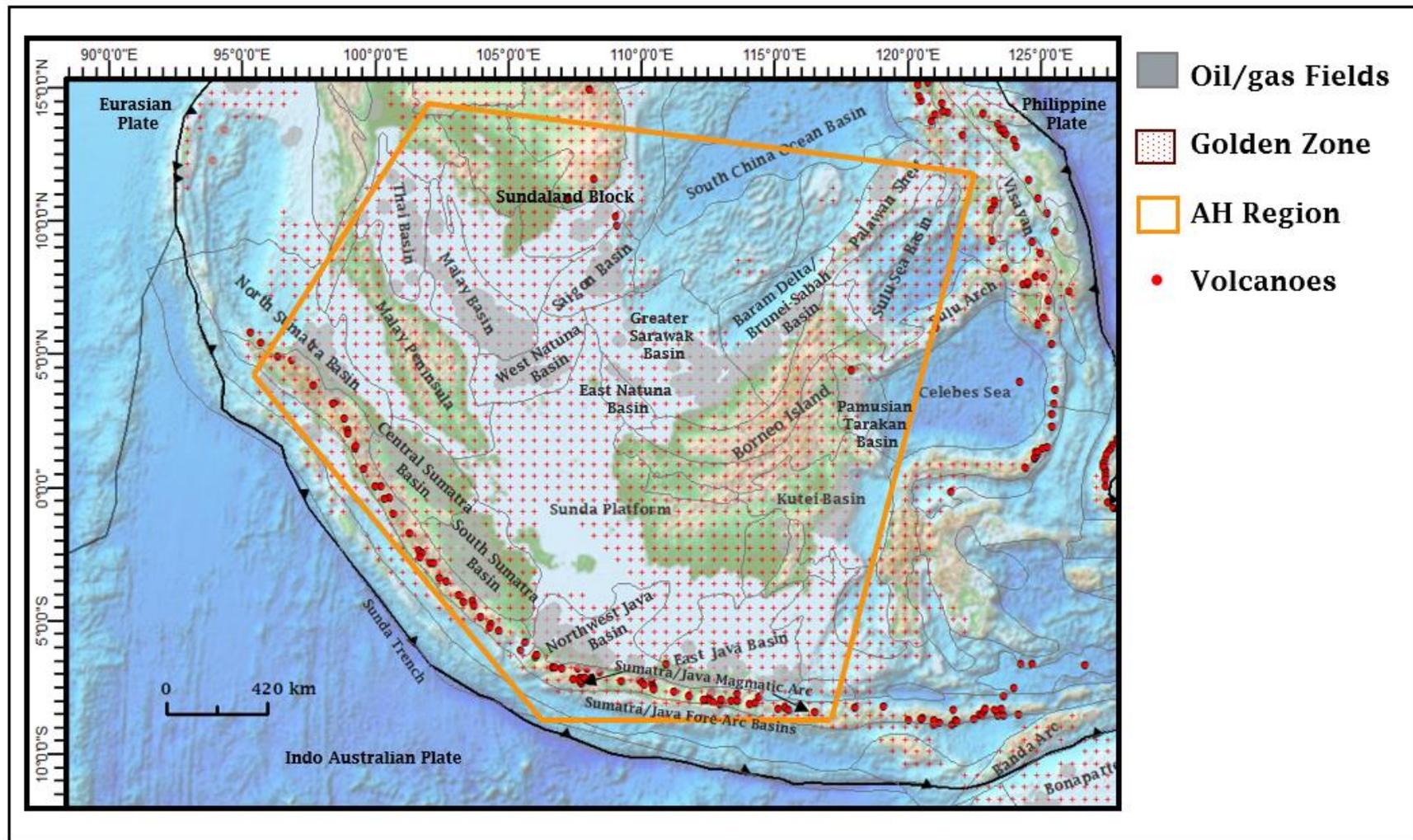


Figura 62. Elementos Tectónicos de la Región (AH) Sunda

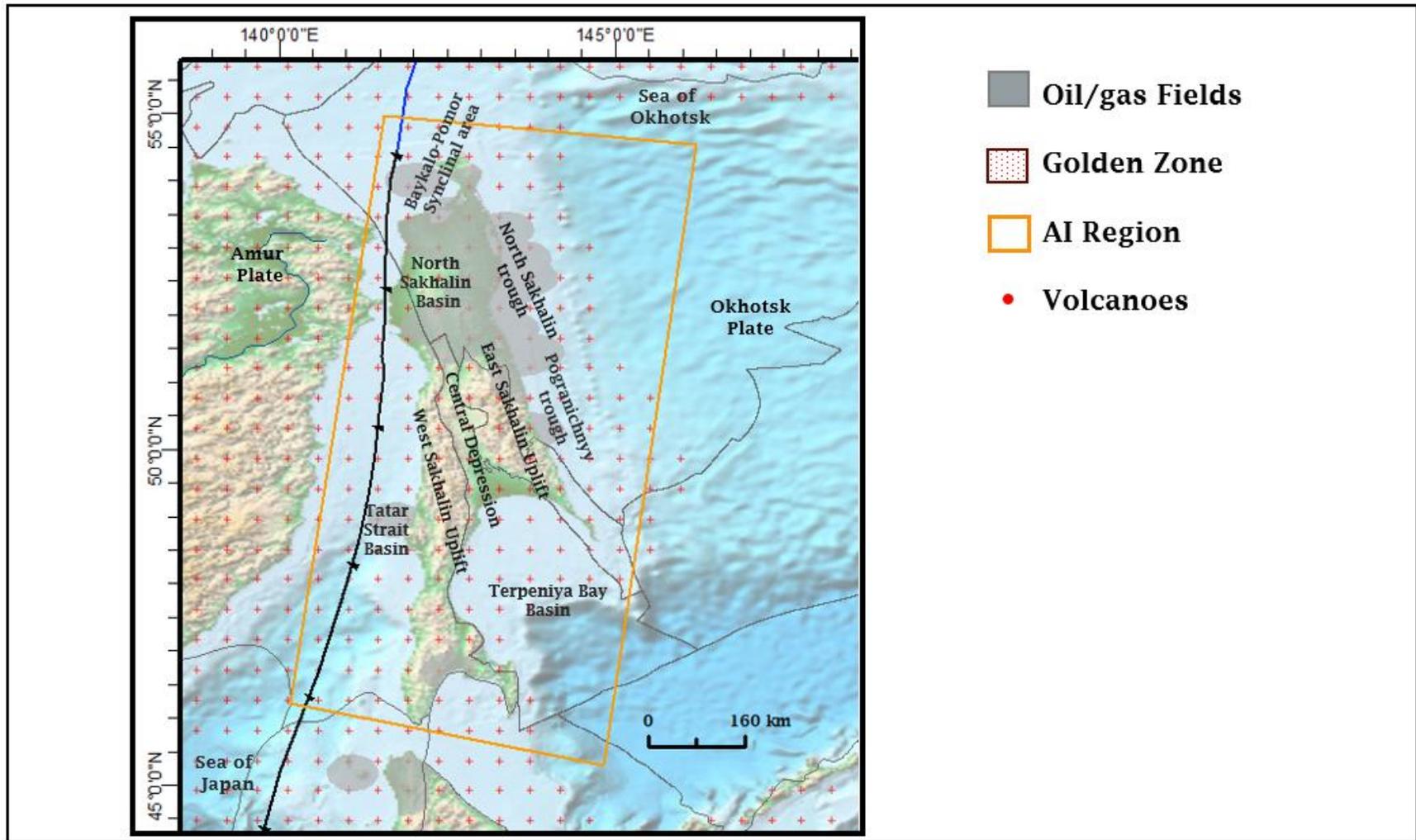


Figura 63. Elementos Tectónicos de la Región (AI) Sajalín

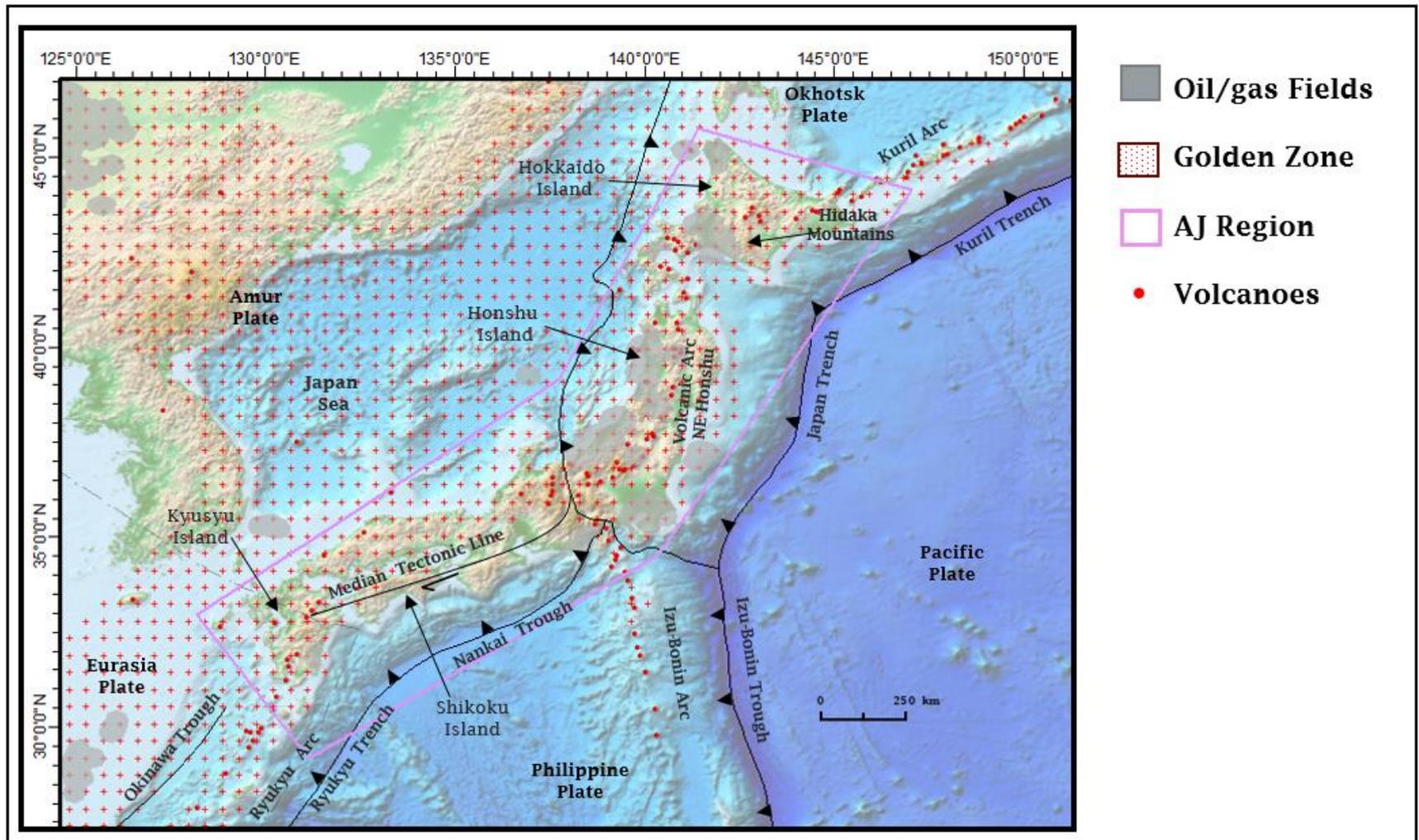


Figura 64. Elementos Tectónicos de la Región (AJ) Japón

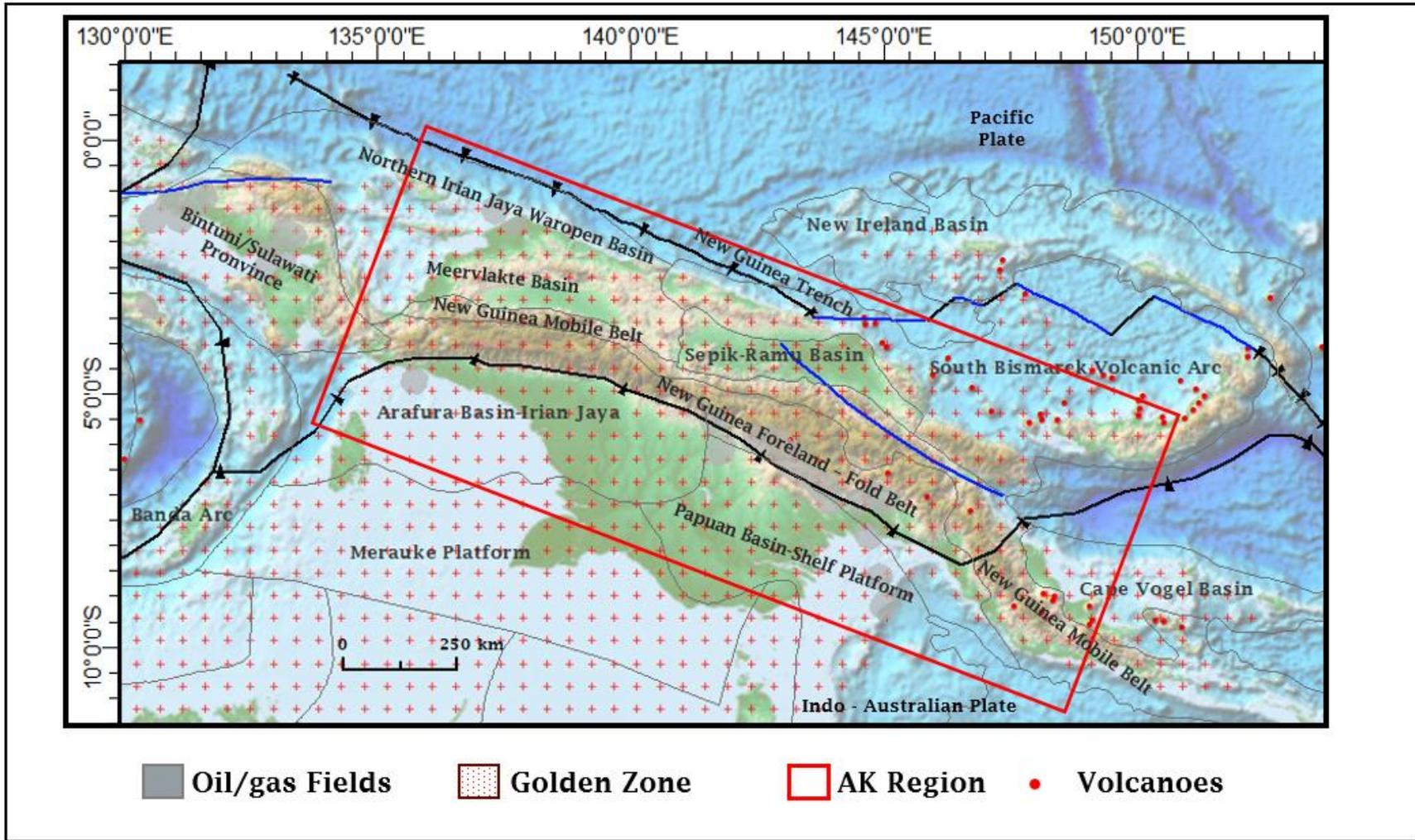


Figura 65. Elementos Tectónicos de la Región (AK) Nueva Guinea

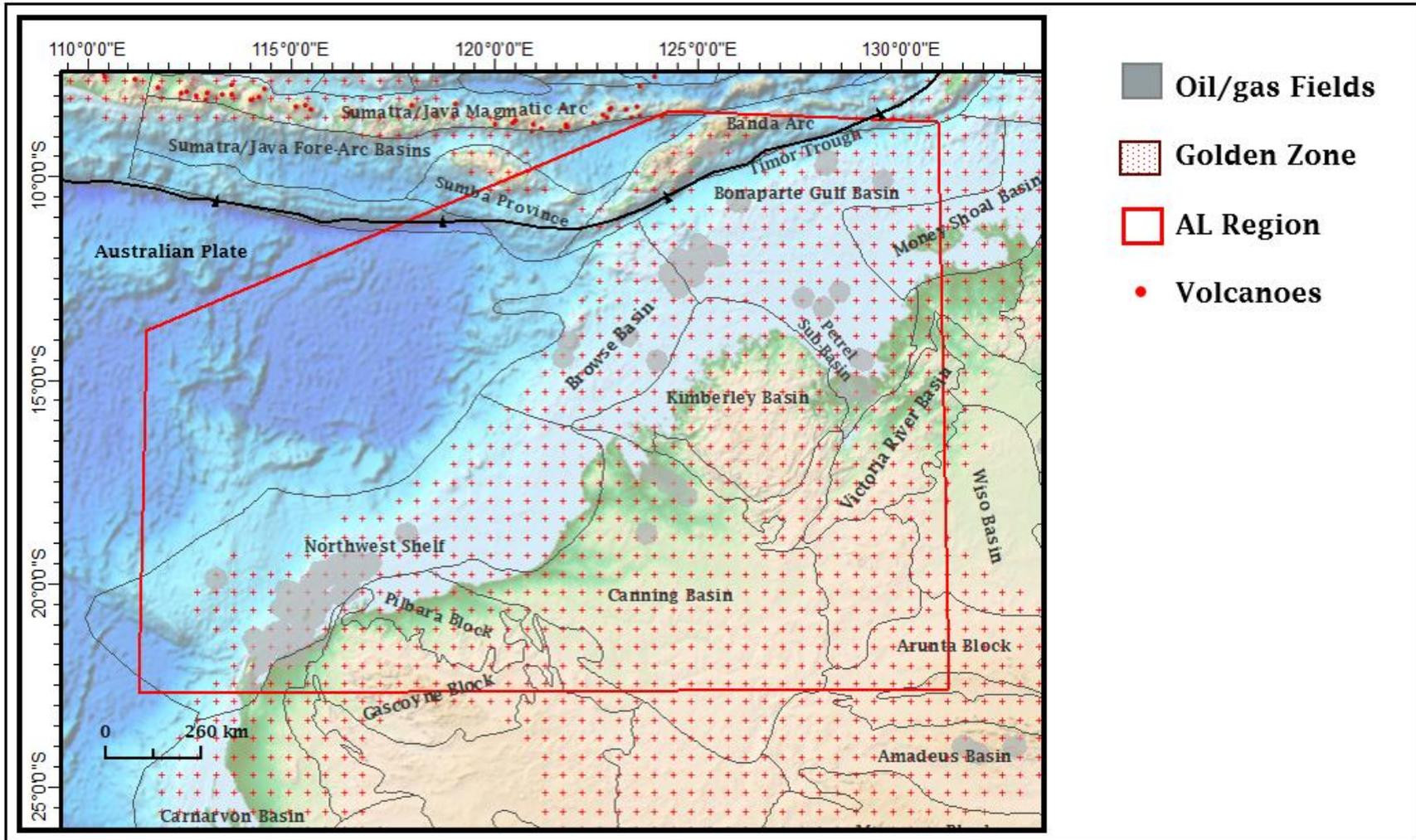


Figura 66. Elementos Tectónicos de la Región (AL) Noroeste de Australia

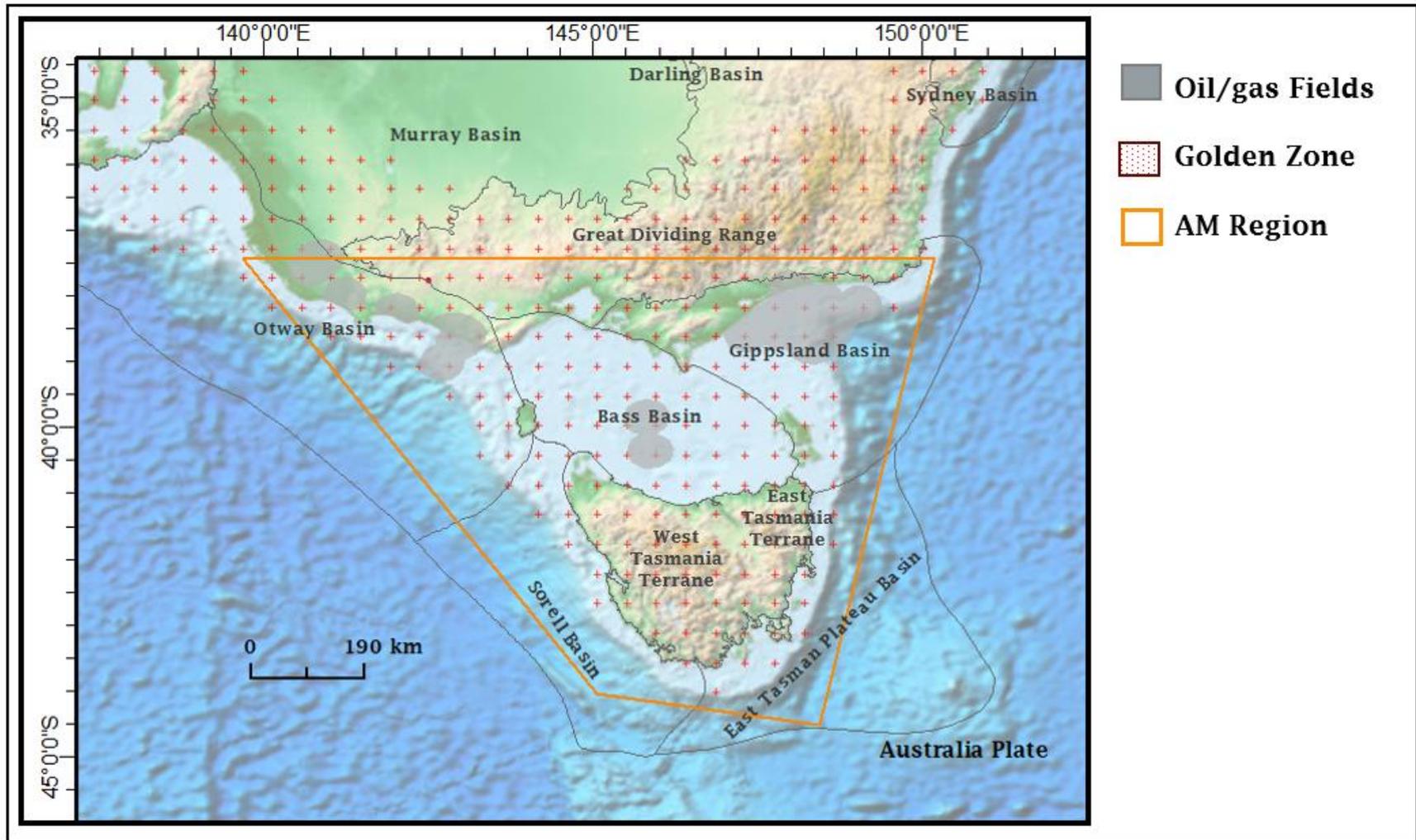


Figura 67. Elementos Tectónicos de la Región (AM) Sur de Australia

## 6. CAPITULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 6.1. Conclusiones

Se estimó un mapa mundial de profundidad de Curie, en el cual se diferencian los límites tectónicos entre las zonas continentales y oceánicas, así como las estructuras geológicas principales a nivel mundial.

El mapa mundial de profundidades de Curie estimado presenta valores de 10 km a 50 km. El error porcentual promedio del mapa es 6%.

Se estimaron tres versiones del mapa global de gradiente geotérmico, el primero a partir del mapa de anomalías magnéticas de EMAG2v3, el segundo por la interpolación de datos de la base global de gradiente geotérmico y el tercero una interpolación con integración del modelo obtenido a partir de profundidad de Curie con los datos de la base global. En todas las versiones se resuelven claramente las estructuras geológicas principales a nivel mundial.

El mapa de gradiente geotérmico obtenido por el método magnético presenta valores entre 10 °C/km a 40 °C/km, observándose en general que las zonas oceánicas presentan mayores valores respecto a las zonas continentales, este presenta una deriva respecto a los valores medidos de gradiente geotérmico.

El mapa de gradiente geotérmico obtenido de la interpolación de la base de datos global presenta un rango de valores de 10 °C/km a 100 °C/km, las zonas oceánicas presentan mayores valores respecto a las zonas continentales, este mapa representa las variaciones locales de temperatura en zonas con alta densidad de mediciones, pero en zonas con baja densidad de datos o con una fuerte dispersión de valores en localidades vecinas la precisión para ajustarse al modelo geológico global disminuye.

El mapa de gradiente geotérmico calibrado presenta un rango de valores de 10 °C/km a 90 °C/km, se muestran bien definidos los límites entre las zonas continental y oceánica,

presentándose valores menores en las zonas continentales respecto a zonas oceánicas, mostrando un modelo global de gradiente geotérmico mejor ajustado a las variaciones locales de temperatura en diferentes regiones.

La Zona Dorada global estimada con el mapa de gradiente geotérmico obtenido por el método magnético muestra un ajuste a la localización de los campos petroleros productores de aceite o gas en el mundo del 60%, la estimada a partir del obtenido por el método de interpolación del 80% y la estimada a partir del gradiente geotérmico calibrado del 77%.

La profundidad de la Zona Dorada se encuentra en el rango de 500 a 3000 m, con un valor promedio global de 1500 m.

El mapa de la base de la Zona Dorada muestra un rango de 1000 a 5000 m; con valor promedio global de 2500 m.

El mapeo de la profundidad de la base de la Zona Dorada permitiría una mejor predicción del modelado de distribución de sobrepresiones, contribuyendo a mejorar las prácticas de seguridad en las perforaciones, al indicar donde los estratos comienzan a ser susceptibles a sobrepresiones.

El mapa de espesores de la Zona Dorada estimado muestra valores generales entre los 5 m a 3000 m, con un promedio global de 1000 m.

Considerando las localizaciones de campos de aceite y gas descubiertos a nivel global junto con el mapa de presencia de la Zona Dorada, se puede identificar las principales regiones con potencial petrolífero y adicionalmente definir nuevas áreas prospectivas.

## **6.2. Recomendaciones**

Actualizar el mapa de profundidad de Curie obtenido, cuando exista un nuevo modelo global de anomalías magnéticas disponible.

Utilizar los métodos adicionales, para el cálculo de la profundidad del tope y centro de la capa magnética basados en el análisis por ventanas del espectro de potencia de las anomalías magnéticas.

Desarrollar un código que incluya nuevas metodologías con mejoras en la definición del tamaño de ventana e intervalo del número de ondas, para la estimación las pendientes de las rectas resultantes del ajuste lineal al espectro de potencia.

Incluir información de la profundidad de los intervalos productores de aceite y/o gas en diferentes campos a nivel mundial para el estudio de zonas determinadas, considerando que este modelo global puede no ajustarse a algunas variaciones locales.

Validar si el Mapa de presencia de Zona Dorada estimado puede ser asociado a la presencia de otro recurso mineral.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

1. Abubakar, M., Dike, E., Obaje, N., Wehner, H., Jauro, A. (2008). Petroleum prospectivity of cretaceous formations in the Gongola Basin, upper Benue trough, Nigeria: an organic geochemical perspective on a migrated oil controversy. *Journal of Petroleum Geology*, 31(4), 387–407. doi:10.1111/j.1747-5457.2008.00428.x
2. Accordi, B., Parotto, M., Poulsen, T. (2009). Apennine Range. *Encyclopedia Britannica*. <https://www.britannica.com/place/Apennine-Range>
3. Afanasev, A., Nikishin, A., Unger, A., Bordunov, S., Lugovaya, O., Chikishev, A., Yakovishina, E. (2016). The tectonics and stages of the geological history of the Yenisei–Khatanga Basin and the conjugate Taimyr Orogen. *Geotecton.* 50, 161–178. <https://doi.org/10.1134/S0016852116020023>
4. Ahmed, E., Esam, A., (2003). *Geology and Archeology of Cyrenaica, North East Libya, A field Guidebook*. APAT – Italian Agency for the Environmental Protection and Technical Services
5. Ahsan, N., Armaghan, M., Miraj, M., Ali, A. (2013). Subsurface Structural Reconstruction of Joya Mair Structure, Southeast Potwar Sub-Basin, Indus Basin, Pakistan. 5.
6. Aigbogun, C., Olorunsola, K. (2018). Determination of the Curie Point Depth of Anambra basin and its environs using high resolution airborne magnetic data. *International Journal of Research and Reviews in Applied Sciences*, February- Vol. 34 Issue 2 [www.arpapress.com/Volumes/Vol34Issue2/IJRRAS\\_34\\_2\\_02.pdf](http://www.arpapress.com/Volumes/Vol34Issue2/IJRRAS_34_2_02.pdf)
7. Ala, M., Selley, R. (1997). Chapter 8 The West African Coastal Basins. *African Basins*, In: *Sedimentary Basins of the World*, p 173–186. doi:10.1016/s1874-5997(97)80011-1
8. Al-Dabbagh, M. (2013). The Arabian Plate: unique fit of the earth’s surface jig saw puzzle. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(8), 3297–3307. doi:10.1007/s12517-013-0979-1
9. Al-Ibrahim, A., Al-Bader, H., Razzaq, A., Packirisamy, S., Vidya Sagar, D., Manimaran, A., Ibrahim, A. (2015). Unlocking Heavy Oil Potential from Shallow Reservoirs: Successful Cold Flow Testing of Heavy Oil Exploration Wells with PCP Artificial Lift System. *Society of Petroleum Engineers*. doi:10.2118/174737-MS

10. Allen, M. B., Macdonald, D. I. M., Xun, Z., Vincent, S. J., & Brouet-Menzies, C. (1997). Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai Basin, northern China. *Marine and Petroleum Geology*, 14(7-8), 951–972. doi:10.1016/s0264-8172(97)00027-5
11. Altum, J. T., (1990). *Subsurface Geology of Hardeman County, North-Central Texas*. Baylor Geological Studies. Bulletin 50. Baylor University.
12. Amante, C., Eakins, B. (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
13. Amante, C; Eakins, B W (2009): ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format. NOAA - National Geophysical Data Center, PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.769615>
14. Andresen, K. (2020). The Norwegian–Danish Basin: a dynamic setting for subsurface sand remobilization – established concepts on distribution and controlling factors. Geological Society, London, Special Publications, SP493–2018–026. doi:10.1144/sp493-2018-026
15. Armijo, L., Coudurier-Curveur, C., (2015). Andean orogeny and Climate. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth Science Reviews*, 143, 1-35.
16. Arndt N. (2011) Geothermal Gradient. In: Gargaud M. et al. (Eds) *Encyclopedia of Astrobiology*. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-11274-4\\_643](https://doi.org/10.1007/978-3-642-11274-4_643)
17. Arranz, E.; Lago, M.; Galé, C.; Ubide, T.; Pocoví, A.; Larrea, P. y Tierz, P. (2011). Eventos tectono-magmáticos alpinos en el registro geológico de los Pirineos: inferencias sobre la evolución del manto superior en una zona activa. *Revista de la Real Academia de Ciencias de Zaragoza* 66: 31-61.
18. Australian Government Geoscience Australia. (9 de septiembre de 2020). Carnarvon Basin. <https://www.ga.gov.au/scientific-topics/energy/province-sedimentary-basin-geology/petroleum/offshore-northwest-australia/canarvon>

19. Australian Government Geoscience Australia. (9 de septiembre de 2020). Gippsland Basin. <https://www.ga.gov.au/scientific-topics/energy/province-sedimentary-basin-geology/petroleum/offshore-southern-australia/gippsland>
20. Australian Government Geoscience Australia. (9 de septiembre de 2020). Otway Basin. <https://www.ga.gov.au/scientific-topics/energy/province-sedimentary-basin-geology/petroleum/offshore-southern-australia/otway#heading-3>
21. Australian Government Geoscience Australia. (9 de septiembre de 2020). Roebuck Basin. <https://www.ga.gov.au/scientific-topics/energy/province-sedimentary-basin-geology/petroleum/offshore-northwest-australia/roebuck>
22. Australian Government Geoscience Australia. (9 de septiembre de 2020). Sorell Basin. <https://www.ga.gov.au/scientific-topics/energy/province-sedimentary-basin-geology/petroleum/offshore-southern-australia/sorell>
23. Ayuso, R.A., Burruss, R.C., Dumoulin, J.A., Graham, G.E., Harris, A.G., Johnson, C.A., Kelley, K.D., Leach, D.L., Lillis, P.G., Marsh, E.E., Moore, T.E., Potter, C.J., and Slack, J.F. (2007). Regional fluid flow and basin modeling in northern Alaska, in K. Kelley, ed., U.S. Geological Survey Circular 1319: Reston, VA, U.S. Geological Survey, 45 p.
24. Azeez, K. K. A., Athul, C., & Thiel, S. (2018). Reservoir characterization and basement estimates in the Papuan Fold belt (Papua New Guinea-PNG), from reanalysis of the PNG MT data set. *Marine and Petroleum Geology*, 98, 133–145. doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.08.009
25. Bally, A. W., Roberts, D.G. (2012). Chapter 25 Tectonic and Basin maps of the world. In: *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps*. Elsevier. doi.org/10.1016/B978-0-444-56357-6.00024-X
26. Balson, Peter; Butcher, Andrew; Holmes, Richard; Johnson, Howard; Lewis, Melinda; Musson, Roger. (2001) *North Sea Geology*. British Geological Survey. [https://assets.publishing.service.gov.uk/government/uploads/system/uploads/attachment\\_data/file/197333/TR\\_SEA2\\_Geology.pdf](https://assets.publishing.service.gov.uk/government/uploads/system/uploads/attachment_data/file/197333/TR_SEA2_Geology.pdf)
27. Barber, A. J., Khin Zaw, & Crow, M. J. (2017). Chapter 31 The pre-Cenozoic tectonic evolution of Myanmar. *Geological Society, London, Memoirs*, 48(1), 687–712. doi:10.1144/m48.31

28. Baroux, A., Bellier, & Sébrier. (1998). Slip-partitioning and fore-arc deformation at the Sunda Trench, Indonesia. *Terra Nova*, 10(3), 139–144. doi:10.1046/j.1365-
29. Basili R., Kastelic V., Demircioglu M. B., Garcia Moreno D., Nemser E. S., Petricca P., Sboras S. P., Besana-Ostman G. M., Cabral J., Camelbeeck T., Caputo R., Danciu L., Domac H., Fonseca J., García-Mayordomo J., Giardini D., Glavatovic B., Gulen L., Ince Y., Pavlides S., Sesetyan K., Tarabusi G., Tiberti M. M., Utkucu M., Valensise G., Vanneste K., Vilanova S., Wössner J. (2013). The European Database of Seismogenic Faults (EDSF) compiled in the framework of the Project SHARE. [http://diss.rm.ingv.it/share-edsf/SHARE\\_WP3.2\\_Downloads.html](http://diss.rm.ingv.it/share-edsf/SHARE_WP3.2_Downloads.html)
30. Beardsmore, G., & Cull, J. (2001). *Crustal Heat Flow: A Guide to Measurement and Modelling*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511606021
31. Bello, R., Ofoha, C., Wehiuzo, N. (2017). Geothermal Gradient, Curie Point Depth and Heat Flow Determination of Some Parts of Lower Benue Trough and Anambra Basin, Nigeria, Using High Resolution Aeromagnetic Data. *Physical Science International Journal*, 15(2), doi:10.9734/psij/2017/34654
32. Belmonte, S., (2010). Estudio de la isoterma de Curie en una zona de Oaxaca. Modelado numérico de datos Magnéticos. Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional (CIIDIR Unidad Oaxaca), Instituto Politécnico Nacional.
33. Berberian, M., King, G.C.P., (1981). Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. *Can J Earth Sci* 8:210–265.
34. Beydoun, Z. R. (1991) *Arabian Plate Hydrocarbon Geology and Potential- A Plate Tectonic Approach*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol. No. 33, 77 pp
35. Bhattacharyya B. K., Leu L.K., (1975a). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. *Geophysics*, 40, 993-1013.
36. Bhattacharyya B. K., Leu L.K., (1975b). Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of the Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *J. Geophysics. Res.*, 80, 4461-4465.
37. Bhattacharyya, B. K., Leu L.K., (1977). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies: *Geophysics*, v. 41, p. 41–50.
38. Biddle, K., Rudolph, K., (1988). Early Tertiary structural inversion in the Stord Basin, Norwegian North Sea. *Journal of the Geological Society*, 145, 603-611

39. Birch-Hawkins, A., Hewitt, A., Clarke, C., Halliday, J., Bradbury, W. (2018). Exploring for Oil and Gas in the West of Shetland. *GeoExpro* Vol. 14, No. 6
40. Bjørkum, P. A., Nadeau, P. H. (1998). Temperature controlled porosity/permeability reduction, fluid migration, and petroleum exploration in sedimentary basins. *Australian Petroleum Production and Exploration Association Journal*. 38. 453-464. 10.1071/AJ97022.
41. Blakely, R. J. (1995). *Potential theory in gravity and magnetic applications*: New York, Cambridge University Press, p. 81–90.
42. Blevin, J., Cathro, D. (2008). Australian Southern Margin Synthesis, Project GA707, Client Report to Geoscience Australia by FrOG Tech Pty Ltd.
43. Blystad, P., Brekke, H., Faerseth, R.B., Larsen, R.B., Skogseid, J., Torudbakken, B. (1995). Structural Elements of the Norwegian Continental Shelf. Part 2: The Norwegian Sea Region. *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, 8
44. Bouligand C., Glen Jonathan M. G., Blakely Richard J. (2009). Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization, *journal of geophysical research*, vol. 114, b11104.
45. Braga, J., Zabalaga, J., Oliveira, J., Aguiar, G., Silva, O., Mato, F., Daniel, L., Magnavita, L., Bruhn, C. (1994) Chapter 5: Part II. Examples of Other Rift Basins, In: *Reconcavo Basin, Brazil: A Prolific Intracontinental Rift Basin: 157-203*. AAPG Memoir Interior Rift Basin.
46. Breckle, S., Geldyeva, G. (2012). Dynamics of the Aral Sea in Geological and Historical Times. 10.1007/978-3-642-21117-1\_2.
47. Brian, M., Richard, S., Arnaud, C. (2017) EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) Version 3. National Centers for Environmental Information, NOAA. Model. doi:10.7289/V5H70CVX. Último acceso 14 de Agosto de 2019. [https://data.noaa.gov/metaview/page?xml=NOAA/NESDIS/NGDC/MGG/Geophysical\\_Models/iso/xml/EMAG2\\_V3.xml&view=getDataView&header=none](https://data.noaa.gov/metaview/page?xml=NOAA/NESDIS/NGDC/MGG/Geophysical_Models/iso/xml/EMAG2_V3.xml&view=getDataView&header=none)
48. Brunet, M.-F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., Nikishin, A. M. (2003). The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 119–148. doi:10.1016/s0037-0738(02)00285-3

49. Budnik, R. T. (1989). Tectonic Structures of the Palo Duro Basin, Texas Panhandle: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations No. 187, 43 p.
50. Buller, A., Bjørkum, P. A., Nadeau, P. H., Walderhaug, O. (2005). Distribution of hydrocarbons in sedimentary basins. Statoil Magazine. 15.
51. Burollet P.F., Mugniot J.M., Sweeney P. (1978). The Geology of the Pelagian Block: The Margins and Basins off Southern Tunisia and Tripolitania. In: Nairn A.E.M., Kanes W.H., Stehli F.G. (Eds) The Ocean Basins and Margins. Springer, Boston, MA. [https://doi.org/10.1007/978-1-4684-3039-4\\_6](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-3039-4_6)
52. Cacace, M., Bayer, U. (2009). Stress and Strain modelling of Central European Basin System. Berlin. Universidad de Berlin.
53. California Department of Conservation, California Geological Survey. (2002). <https://www.contracosta.ca.gov/DocumentCenter/View/34134/CGS-2002-California-Geomorphic-ProvincesNote-36-PDF>
54. Campbell R.B., Gabrielse H. (1987) Rocky mountain trench. In: Structural Geology and Tectonics. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/3-540-31080-0\\_92](https://doi.org/10.1007/3-540-31080-0_92)
55. CGG\_Robertson New Ventures. (2020). Robertson Basins and Plays - Sedimentary Basins of the World Map, [https://services3.arcgis.com/3wBYLDMc7IlzsBIJ/arcgis/rest/services/Basins\\_classified\\_by\\_sub\\_regime\\_Robertson\\_Basins\\_and\\_Plays/FeatureServer](https://services3.arcgis.com/3wBYLDMc7IlzsBIJ/arcgis/rest/services/Basins_classified_by_sub_regime_Robertson_Basins_and_Plays/FeatureServer)
56. Charpentier, R. (1988). A summary of petroleum plays and characteristics of the Michigan basin. U.S. Geological Survey, Open-File Report 87-450R
57. China National Petroleum Corporation. (19 de septiembre de 2020). Ordos Basin. <http://www.cnpc.com.cn/en/xhtml/pdf/19-Ordos%20Basin.pdf>
58. Chiozzi, P., Matsushima, J., Okubo, Y., Pasquale, V., Verdoya, M. (2005). Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in central–southern Europe. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 152. 267-276. 10.1016/j.pepi.2005.04.005.
59. Clemons, R.R. (1984) The remote sensor exploration of the Ardmore and Marietta basins of Oklahoma: Lubbock, Texas, Texas Tech University, unpublished PhD dissertation

60. Coffin, M.F., Gahagan, L.M., and Lawver, L.A., 1998, Present-day Plate Boundary Digital Data Compilation. University of Texas Institute for Geophysics Technical Report No. 174, pp. 5. [http://www-udc.ig.utexas.edu/external/plates/data/plate\\_boundaries/204\\_plate\\_pb.pdf](http://www-udc.ig.utexas.edu/external/plates/data/plate_boundaries/204_plate_pb.pdf)
61. Coltorti, M., Ollier, C. (2000). Geomorphic and tectonic evolution of the Ecuadorian Andes. *Geomorphology*, 32(1-2), 1–19. doi:10.1016/s0169-555x(99)00036-7
62. Coordinating Committee for Geoscience Programmes in East and Southeast Asia. (2002). *Petroleum Geology & Potential Sedimentary Basins*. [http://www.ccop.or.th/epf/china/china\\_petroleum.html](http://www.ccop.or.th/epf/china/china_petroleum.html)
63. Craig J. W., R. K. Timothy, 2008, Geology and assessment of undiscovered oil and gas resources of the Tunguska Basin Province, in T.E. Moore, D.L. Gautier, eds., chap. U The 2008 Circum-Arctic Resource Appraisal: U.S. Geological Survey Professional Paper 1824, 10 p., doi:10.3133/pp1824U.
64. Cunningham, A E, Schaps, S, and McGregor, D. (1996). Petroleum systems of Jiangnan Basin, Hubel Province, China. *AAPG Bulletin*. CONF-960527-  
Journal ID: ISSN 0149-1423; CODEN: AABUD2 United States. <https://www.osti.gov/biblio/6589315>
65. Curray, J. R. (1989). The Sunda Arc: A model for oblique plate convergence. *Netherlands Journal of Sea Research*, 24(2-3), 131–140. doi:10.1016/0077-
66. Curray, J. R., Emmel, F. J., & Moore, D. G. (2002). The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Marine and Petroleum Geology*, 19(10), 1191–1223. doi:10.1016/s0264-8172(03)00035-7
67. Cvetkovic, V., Prelević, D., Schmid, S. (2015). *Geology of South-Eastern Europe*. 10.1007/978-3-319-25379-4\_1.
68. Davinson, I. (2007). *Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins*. Geological Society, London, Special Publications, 272(1), 345–359. doi:10.1144/gsl.sp.2007.272.01.18
69. Deep Sea Drilling Project. (2007). Initial Reports Volume 42, Part 1. [http://deepseadrilling.org/42\\_1/volume/dsdp42pt1\\_08.pdf](http://deepseadrilling.org/42_1/volume/dsdp42pt1_08.pdf)

70. DiPietro, J. (2013). Chapter 20 - Keys to the Interpretation of Geological History. In *Landscape Evolution in the United States*, Elsevier, Ed. Joseph A. DiPietro, p. 327-344, doi.org/10.1016/B978-0-12-397799-1.00020-8.
71. Directorate General of Hydrocarbon, Ministry of Petroleum & Natural Gas, Government of India. (9 de septiembre de 2020). Assam-Arakan Basin, [http://dghindia.gov.in/assets/downloads/56cc43934337fAssam-Arakan\\_Basin.pdf](http://dghindia.gov.in/assets/downloads/56cc43934337fAssam-Arakan_Basin.pdf)
72. Dobervich, G., Taylor, I. (1967) Dalhart Basin Challenges the Exploration Geologist: ABSTRACT. *AAPG Bulletin*; 51 (8): 1688. doi: <https://doi.org/10.1306/5D25C167-16C1-11D7-8645000102C1865D>
73. Dolton, G. (1989). *Petroleum Geology of the Nemaha Uplift, Central Mid-Continent*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 88-450D
74. Doré, A. G. (1995). Barents Sea Geology, Petroleum Resources and Commercial Potential. *ARCTIC*, vo. 48, No. 3, p. 207–221
75. Doudouh, L. (2017). Paleozoic-Holocene tectonostratigraphic evolution of the Sørvestlandet High and the Åsta Graben, Southern Norwegian North Sea. University of Stavanger.
76. Doust, H., Noble, R. (2008). Petroleum systems of Indonesia. *Marine and Petroleum Geology - MAR PETROL GEOL.* 25. 103-129. 10.1016/j.marpetgeo.2007.05.007.
77. Drachev, Sergey & Malyshev, Nikolay & Nikishin, Anatoly. (2011). Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves. An Overview. *Petroleum Geology Conference Proceedings.* 7. 10.4043/22063-MS.
78. Du Bois, E. (1981). Review of principal hydrocarbon-bearing basins of the South China Sea area. *Energy*, Volume 6, Issue 11, Pages 1113-1140, ISSN 0360-5442, [https://doi.org/10.1016/0360-5442\(81\)90029-3](https://doi.org/10.1016/0360-5442(81)90029-3).
79. Dyman, T., Litinsky, V., Ulmishek, G. (1999). *Geology and Natural Gas Potential of Deep Sedimentary Basins in the Former Soviet Union*.
80. Eidvin, T., Riis, F., & Rasmussen, E. S. (2014). Oligocene to Lower Pliocene deposits of the Norwegian continental shelf, Norwegian Sea, Svalbard, Denmark and their relation to the uplift of Fennoscandia: A synthesis. *Marine and Petroleum Geology*, 56, 184–221. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.04.006

81. Eiras, J. (1998). Geology and Petroleum System of the Solimões Basin, Brazil. AAPG Search and Discovery Article #90933, ABGP/AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil.
82. Elakkari, T. (2005). Structural Configuration of the Sirt Basin. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observations.
83. Embry, A., Beauchamp, B. (2019). Chapter 14 Sverdrup Basin. In *The Sedimentary Basins of the United States and Canada*. Elsevier, 559-592. doi.org/10.1016/B978-0-444-63895-3.00014-0.
84. Ershov, A., Brunet, M. F., Korotaev, M., Nikishin, A., Bolotov, S. (1999). Late Cenozoic burial history and dynamics of the Northern Caucasus molasse basin: Implications for foreland basin modelling. *Tectonophysics*. 313. 219-241. 10.1016/S0040-1951(99)00197-3.
85. Estaun, A., Bastida, F. Rodríguez-Fernández, L., Heredia, N. (1990). Structure of the Cantabrian Zone. 10.1007/978-3-642-83980-1\_9.
86. Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., Serpelloni, E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283–332. doi:10.1002/2013rg000444
87. Feyzullayev, A.A., Ian Lerche. (2020). Temperature-depth control of petroleum occurrence in the sedimentary section of the South Caspian basin, *Petroleum Research*, Volume 5, Issue 1, Pages 70-76, doi.org/10.1016/j.ptlrs.2019.10.003.
88. Fouad, S. (2010). Tectonic and structural evolution of the Mesopotamia foredeep, Iraq. *Iraqi Bulletin of Geology and Mining*, Vol.6, No.2, p 41- 53
89. Francis, E.H. (1978). The Midland Valley as a Rift, Seen in Connection with the Late Paleozoic European Rift System. In: Ramberg I.B., Neumann ER. (eds) *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*. NATO Advanced Study Institutes Series (Series C — Mathematical and Physical Sciences), vol 37. Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-9806-3\\_13](https://doi.org/10.1007/978-94-009-9806-3_13)
90. Fredin, O., Viola, G., Zwingmann, H., Sorlie, R., Bronner M., Lie, J., Margrethe, E., Muller, A., Margeth, A., Vogt, C., Knies, J. (2017), The inheritance of a Mesozoic landscape in western Scandinavia. *Nat Commun* **8**, 14879 (2017).

91. Gac, S. & Huismans, Ritske & Podladchikov, Yury & Faleide, Jan Inge. (2012). On the origin of the ultradeep East Barents Sea basin. *Journal of Geophysical Research*. 117. 10.1029/2011JB008533.
92. Gac, S., Hansford, P. A., Faleide, J. I. (2018). Basin modelling of the SW Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 95, 167–187. doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.04.022
93. Gavin, L. (2015). Stress-induced seismic azimuthal anisotropy offshore NW Australia. 10.13140/RG.2.2.18776.90882.
94. Gawenda, P. (2012). Germany – Overview about Renewed Petroleum Activities. Search and Discovery Article #10397(2012). Adapted from article published in AAPG European Region Newsletter, ([http://europe.aapg.org/newsletter/aapg\\_newsletter\\_december\\_2011](http://europe.aapg.org/newsletter/aapg_newsletter_december_2011)).
95. Gee, D., Stephenson, R. (2006). *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. Lond. Memoirs. 32. 507-521.
96. Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, World Data Center for Solid Earth Physics. (1 de Septiembre de 2020). The Okhotsk Sea Geotraverse, The Geotraverse Project. [http://www.wdcb.ru/sep/traverses/Okhotsk\\_Geotraverse/text.html](http://www.wdcb.ru/sep/traverses/Okhotsk_Geotraverse/text.html)
97. Ghorbani, Mansour. (2013). Chapter 1A Summary of Geology of Iran. In *Economic Geology of Iran, Mineral Deposits and Natural Resources of Iran*. (pp.45-64). 10.1007/978-94-007-5625-0\_2.
98. Giardini, D., et al., Seismic Hazard Harmonization in Europe (SHARE): Online Data Resource, <http://portal.share-eu.org:8080/jetspeed/portal/>, doi: 10.12686/SED-00000001-SHARE, 2013.
99. Gindre-Chanu, L., Perri, E., Sharp, I., Peacock, D., Swart, R., Poulsen, R., Ferreira, H., Machado, V. (2016). Origin and diagenetic evolution of gypsum and microbialitic carbonates in the Late Sag of the Namibe Basin (SW Angola). 10.13140/RG.2.1.1789.8482.
100. Glennie, K.W. y Underhill, J.R. (1998). Origin, Development and Evolution of Structural Styles. In *Petroleum Geology of the North Sea*, K.W. Glennie (Ed.). <https://doi.org/10.1002/9781444313413.ch2>

101. Global Volcanism Program, 2013. *Volcanoes of the World*, v. 4.9.1 (17 Sep 2020). Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 11 Dec 2020. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>.
102. Golovanova, I., Puchkov, V., Sal'manova, R., Demezhko, D. (2008). A New Version of the Heat Flow Map of the Urals with Paleoclimatic Corrections. *Doklady Earth Sciences*. 422. 1153-1156. 10.1134/S1028334X08070350.
103. Goult, N., Ramdhan, A., Jones, S. (2012). Chemical compaction of mudrocks in the presence of overpressure: *Petroleum Geoscience*, v. 18, n. 4, p. 471–479.
104. Government of Western Australia. (9 de septiembre de 2020). Bonaparte Basin. <https://www.dmp.wa.gov.au/Petroleum/Bonaparte-Basin-10987.aspx>
105. Greg Croft Inc. (4 de diciembre de 2020). Petroleum Geology of the Gulf of Thailand. <http://www.gregcroft.com/thailand.ivnu>
106. Griem, W., Griem S. (2010). *Métodos geofísicos*. Universidad de Atacama, Chile: En Documentación en línea.
107. Halland, E., Riis, F., Magnus, C., Johansen, W., Tappel, I., Gjeldvik, I., Solbakk, T., Pham, V. (2013). CO2 Storage Atlas of the Norwegian Part of the North Sea. *Energy Procedia*. 37. 4919-4926. 10.1016/j.egypro.2013.06.403.
108. Harrinson, J. C. (1995). Melville Island's salt-based fold belt, Arctic Canada. *Geological Survey of Canada, Bulletin 472*, 331 p.
109. Harris, N. (2008). Evolution of the Congo rift basin, West Africa: An inorganic geochemical record in lacustrine shales. *Basin Research*. 12. 425 - 445. 10.1111/j.1365-2117.2000.00129.x.
110. Hassaan, M., Bhattacharya, S., Mathew, M., Siddiqui, N. (2015). Understanding Basin Evolution through Sediment Accumulation Modeling: A Case Study from Malay Basin. *Research Journal of Applied Sciences, Engineering and Technology*. 11. 388-395. 10.19026/rjaset.11.1792.
111. Hill, K. y Hall, R. (2003). Mesozoic–Cenozoic evolution of Australia's New Guinea Margin in a West Pacific Context. 10.1130/0-8137-2372-8.265.
112. Hill, P.J.; Moore, A.M.G. (2001). Geological framework of the South Tasman Rise and East Tasman Plateau. *Geoscience Australia. Dataset*.

- <http://catalogue.aodn.org.au/geonetwork/srv/eng/metadata.show?uuid=a05f7892-b63b-7506-e044-00144fdd4fa6>
113. Horn, M. K., (2005). Giant oil and gas fields, 1868-2005. American Association of Petroleum Geologists.
114. Horton, B. K. (2018). Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction. *Tectonics*, 37(2), 402–429. doi:10.1002/2017tc004624
115. Hsieh, H-H., Chen, C-H., Pei Ying, L., Yen, H-Y. (2014). Curie point depth from spectral analysis of magnetic data in Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*. 90. 26–33. 10.1016/j.jseaes.2014.04.007.  
<https://doi.org/10.1038/ncomms14879>
116. Hu Jianyi, Xu Shubao, Tong Xiaoguang, Wu Huayuan (1989) in *Chinese Sedimentary Basins, The Bohai Bay Basin*, ed Zhu Xia (Elsevier, Amsterdam), pp 89–105.
117. Hu, S., O’Sullivan, P. B., Raza, A., & Kohn, B. P. (2001). Thermal history and tectonic subsidence of the Bohai Basin, northern China: a Cenozoic rifted and local pull-apart basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126(3-4), 221–235. doi:10.1016/s0031-9201(01)00257-6
118. Hurst, A. (2011). Geological evaluation of areas of the Mississippi Submarine canyon: implications for hydrocarbon exploration risk, the Golden Zone concept and consideration of the significance of the geological environment on macondo-type incidents. <https://www.mdl2179trialdocs.com/releases/release201303041200005/TREX-07500.pdf>
119. Hussein, M., Mickus, K., Serpa, L. (2012). Curie Point Depth Estimates from Aeromagnetic Data from Death Valley and Surrounding Regions, California. *Pure and Applied Geophysics*. 170. 10.1007/s00024-012-0557-6.
120. Idárraga-García, J., Vargas, C. A. (2017). Depth to the bottom of magnetic layer in South America and its relationship to Curie isotherm, Moho depth and seismicity behavior. *Geodesy and Geodynamics*, 9, 93-107.
121. Instituto Geográfico Nacional. (6 de Agosto de 2021). Geomagnetismo. <http://www.ign.es/resources/docs/IGNCnig/GMT-Teoria-Geomagnetismo.pdf>
122. Isnard, H., Mikesell, M. (2020). Atlas Mountain, *Encyclopedia Britannica*. <https://www.britannica.com/place/Atlas-Mountains>

123. Jain, A., Banerjee, D., Kale, V. (2020). Tectonics of the Indian Subcontinent: An Introduction. Society of Earth Scientists Series. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-42845-7\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-030-42845-7_1)
124. James E. Fox; Gordon L. Dolton. (1995). National Assessment of Oil and Gas Project - Wind River Basin Province (035) Assessment Units Quarter-Mile Cells. Wind River Basin Province (035). United States Geological Survey.
125. Jean-Philippe, D., Bernard, G., Claire, B. (2017). Estimating the Curie point depth using aeromagnetic data with a fractal model in the Province of Québec, eastern Canada, Geophysical Research Abstracts Vol. 19, EGU2017-9898.
126. Johnson, K. S., (1988). Geologic evolution of the Anadarko Basin; in Johnson, K.S., ed., Anadarko Basin Symposium: Oklahoma Geological Survey Circular 90, p. 3-12., <http://www.ogs.ou.edu/pubsscanned/Circulars/Circular90.pdf>.
127. Kasturi, N., Santosh, M. (2010). The Central India Tectonic Zone: A geophysical perspective on continental amalgamation along a Mesoproterozoic suture. Gondwana Research - GONDWANA RES. 18. 547-564. 10.1016/j.gr.2010.02.017.
128. Keep, M., Longley, I., Jones, R. (2003). Sumba and its effect on Australia's northwestern margin. 10.1130/0-8137-2372-8.309.
129. Keep, M., McA, P., Baillie, P. (1998). Neogene deformation of the North West Shelf, Australia.
130. Khin, Kyi & Sakai, T. & Zaw, Khin. (2017). Chapter 5 Arakan Coastal Ranges in western Myanmar, geology and provenance of Neogene siliciclastic sequences: implications for the tectonic evolution of the Himalaya–Bengal System. Geological Society, London, Memoirs. 48. 81-116. 10.1144/M48.5.
131. Khojamli, A., Ardejani, F., Moradzadeh, A., Nejati, A., Roshandel Kahoo, A., Porkhial, S. (2016). Estimation of Curie point depths and heat flow from Ardebil province, Iran, using aeromagnetic data. Arabian Journal of Geosciences. 9. 10.1007/s12517-016-2400-3.
132. Kleshev, K., Balanyuk, I., Akivis, T. (2006) Northwestern part of the Tethyan region (the Karkinit Basin of the Black Sea). Geophysical Research Abstracts, Vol. 8.

133. Klett, T., Pitman, J. (2011). Chapter 19 Geology and petroleum potential of the East Barents Sea Basins and Admiralty Arch. Geological Society, London, Memoirs, 35(1), 295–310. doi:10.1144/m35.19
134. Klett, T.R. (2011). Assessment of undiscovered oil and gas resources of the Dnieper–Donets Basin Province and Pripyat Basin Province, Russia, Ukraine, and Belarus, 2010: U.S. Geological Survey Fact Sheet, 2011-3051, 2 p. Doi: 10.3133/fs20113051
135. Knipe, R. J., Cowan, G., Balendran, V. S. (1993). The tectonic history of the East Irish Sea Basin with reference to the Morecambe Fields. In: PARKER, J. R. (ed.) Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference. Geological Society, London, 857-866.
136. Kontorovich, A. E., Belyaev, S. Y., Kontorovich, A. A., Starosel'tsev, V. S., Mandel'baum, M. M., Migurskii, A. V., Bykova, O. V. (2009). Tectonic map of the Vendian–Lower Paleozoic structural stage of the Lena–Tunguska petroleum province, Siberian Platform. Russian Geology and Geophysics, 50(8), 657–667. doi:10.1016/j.rgg.2008.10.005
137. Konyuhov, A. I., Maleki, B. (2006). The Persian Gulf Basin: Geological history, sedimentary formations, and petroleum potential. Lithology and Mineral Resources, 41(4), 344–361. doi:10.1134/s0024490206040055
138. Kowsmann, R., Figueiredo, A., Bender, A. (1992). Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview. Tectonophysics. 213. 97-138. 10.1016/0040-1951(92)90253-3.
139. Krzywiec, P., Wybraniec, S., Petecki, Z. (2006). Basement tectonics of the Mid-Polish trough in central and northern Poland - Results of analysis of seismic reflection, gravity and magnetic data. Prace - Panstwowego Instytutu Geologicznego. 107-130.
140. Lake, G., Masters, G., Ma, Z., Pasyanos, M. (2013). Update on CRUST 1.0 –A 1 degree Global Model of Earth's Crust, Geophys. Res. Abstracts, 15, Abstract EGU2013-2658
141. Lake, S. D., Karner G. D. (1987). The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an example of inversion tectonics, Tectonophysics, Volume 137, Issues 1–4, Pages 347-378, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90328-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90328-3).

142. Laske, G., Masters, G., Ma, Z., Pasyanos, M., Update on CRUST1.0 - A 1-degree Global Model of Earth's Crust, *Geophys. Res. Abstracts*, 15, Abstract EGU2013-2658, 2013. Último acceso 14 de Agosto de 2019. <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html>
143. Lee, M. J. y Hwang, Y. (1993). Tectonic evolution and structural styles of the East Shetland Basin. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 4, 1137-1149. doi.org/10.1144/0041137
144. Li C.-F., Lu Y., Wang J. (2017). A global reference model of Curie point depths based on EMAG2, *Sci. Rep.* 7, 45129.
145. Li, C-F., Shi, X., Zhou, Z., Li, J., Geng, J., Chen, B. (2010). Depths to the magnetic layer bottom in the South China Sea area and their tectonic implications. *Geophysical Journal International - GEOPHYS J INT.* 182. 1229-1247. 10.1111/j.1365-246X.2010.04702.x.
146. Li, W., Wu, S., Völker, D., Zhao, F., Mi, L., & Kopf, A. (2014). Morphology, seismic characterization and sediment dynamics of the Baiyun Slide Complex on the northern South China Sea margin. *Journal of the Geological Society*, 171(6), 865–877. doi:10.1144/jgs2014-034
147. Lindquist, S.J., (2000). The North Sakhalin Neogene total petroleum system of eastern Russia. U.S. Geological Survey, Open-File Report 99-500
148. Lujala, P., Ketil Rod, J., Thieme, N. (2007). Fighting over Oil: Introducing a New Dataset. *Conflict Management and Peace Science*, 24(3):239-256. doi:10.1080/07388940701468526
149. Macke, D. (1995). USGS National Oil and Gas Assessment, Illinois Basin Province (064). United States Geological Survey document
150. Maden, N. (2013). Geothermal structure of the eastern Black Sea basin and the eastern Pontides orogenic belt: Implications for subduction polarity of Tethys oceanic lithosphere. *Geoscience Frontiers.* 4. 389–398. 10.1016/j.gsf.2013.02.001.
151. Madrid, M. (2009). Cuenca Oriental de Venezuela Parte 1. <https://www.portaldelpetroleo.com/2009/06/cuenca-oriental-de-venezuela-parte-i.html>
152. Malkani, M. (2016). Revised stratigraphy of Indus Basin (Pakistan): Sea level changes. The Fourth International Symposium of IGCP Project 608. Pages 96-99.
153. Malyshev, D. (2013). Origin of Oil. Introduction to the Physics of Energy PH240 - Stanford University. Ed. R. B. Laughlin.

154. Manea, M., Manea, V.C. (2011). Curie point depth estimates and correlation with subduction in Mexico, *Pure and Applied Geophysics*, 168 (8-9), (2011), 1489-1499.
155. Mann P., Gahagan L., Gordon M. (2001). Tectonic setting of the world's giant oil fields. *World Oil* 222. September (p. 42-50), October (p. 78)
156. Mann P., Gahagan L., Gordon M. (2003). Tectonic setting of the world's giant oil fields, in M. T. Halbouty, Ed., *Giant oil and gas field of the decade 1990-1999*, AAPG Memoir 78 (p. 15-105)
157. Marshall, J. (2007). Chapter 3 the Geomorphology and Physiographic Provinces of Central America. In *Central America: geology, resources and hazards*. Pp.75-122. Taylor-Francis.
158. Martinod, J., Hatzfeld, D., Brun, J-P., Davy, P., Gautier, P. (2000). Continental collision, gravity spreading, and kinematics of Aegea and Anatolia. *Tectonics*. 19. 290-299. 10.1029/1999tc900061.
159. Matenco, L., Munteanu, I., Borgh, M., Stanica, A., Tilita, M., Lericolais, G., Dinu, C., Oaie, G. (2015). The interplay between tectonics, sediment dynamics and gateways evolution in the Danube system from the Pannonian Basin to the western Black Sea. *The Science of the total environment*. 543. 10.1016/j.scitotenv.2015.10.081.
160. Matenco, L., Radivojevic, D. (2012). On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides. *Tectonics*. 31. 6007-. 10.1029/2012TC003206.
161. Mcneil, D., Duk-Rodkin, A., Dixon, J., Dietrich, J., White, J., Miller, K., Issler, D. (2001). Sequence stratigraphy, biotic change, 87SR/86Sr record, paleoclimatic history, and sedimentation rate change across a regional late Cenozoic unconformity in Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences - CAN J EARTH SCI*. 38. 309-331. 10.1139/cjes-38-2-309.
162. Mercado O., Vargas C., (2015). Una aproximación a la distribución de la Zona Dorada en Colombia. *Geología Norandina* No. 12. (p. 41-50).
163. Metcalf, K., Kapp, P. (2014). Along-strike variations in crustal seismicity and modern lithospheric structure of the central Andean forearc. 10.1130/2015.1212 (04).
164. Metcalfe, I. (2011). Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland. *Gondwana Research*, 19(1), 3–21. doi:10.1016/j.gr.2010.02.016

165. Meyer, B., Chulliat, A., Saltus, R. (2017). Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 Arc-Minute Resolution Version 3 (EMAG2v3): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 18, p. 4522-4537, doi: 10.1002/2017GC007280.
166. Mohriak, W., Szatmari, P., Anjos, S. (2012). Salt: Geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context. *Geological Society of London Special Publications*. 363. 131-158. 10.1144/SP363.7.
167. Mono, J. A., Ndougsa-Mbarga, T., Tarek, Y., Ngoh, J. D., Owono Amougou, O. U. I. (2018). Estimation of Curie-point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from spectral analysis of aeromagnetic data in the Loum – Minta area (Centre-East Cameroon). *Egyptian Journal of Petroleum*. doi:10.1016/j.ejpe.2018.07.002
168. Moody, J.D., 1975. Distribution and geological characteristics of giant oil fields. In: Fisher, A.G., Judson, Sheldon (Eds.), *Petroleum and Global Tectonics*. Princeton Univ. Press, Princeton, pp. 307e320.
169. Moreno, C., Caballero, V., Horton, B., Mora, A. (2009). Exhumation history of the Northern Andes from the Cenozoic syn-tectonic sedimentary fill of the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *AGU Fall Meeting Abstracts*. -1. 2082.
170. Moss, S., Chambers, J., Cloke, I., Nas, D., Ali, J., Baker, S., Milsom, J., Carter, A. (1997). New Observations on the Sedimentary and Tectonic Evolution of the Tertiary Kutai Basin, East Kalimantan. *Geological Society London Special Publications*. 126. 395–416. 10.1144/GSL.SP.1997.126.01.24
171. Mountford, N. (1994). Hydrocarbon prospectivity assessment of the Southern Pattani Trough, Gulf of Thailand. United States: N. p., Web.
172. Nadeau, P. H. (2011). Earth's energy Golden Zone: A synthesis from mineralogical research: *Clay Minerals*, v. 46, n. 1, p. 1–24.
173. Nagel, S., Castelltort, S., Wetzel, A., Willett, S., Mouthereau, F., Lin, A. (2013). Sedimentology and foreland basin paleogeography during Taiwan arc continent collision. *Journal of Asian Earth Sciences*. 62. 180–204. 10.1016/j.jseaes.2012.09.001.
174. Nakashima, Keishi. (2005). Petroleum Potential in the East Siberian Region. *Journal of The Japanese Association for Petroleum Technology*. 70. 132-141. 10.3720/japt.70.132.

175. Naylor, D., Haughey, N., Clayton, G., Graham, J. R. (1993). The Kish Bank Basin, Offshore Ireland. *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*, 845–855. Doi:10.1144/0040845
176. Ndikum, E., Tabod, C., Essimbi, B., Koumetio, F., Noutchogwe, C. (2014). Gravity Model for an Anomalous Body Located in the NW Portion of the Douala Sedimentary Sub-Basin, Cameroon (Central Africa). *Open Journal of Geology*. 04. 524-541. 10.4236/ojg.2014.410039.
177. Nicholson, U., Van Der Es, B., Clift, P. D., Flecker, R., Macdonald, D. I. M. (2015). The sedimentary and tectonic evolution of the Amur River and North Sakhalin Basin: new evidence from seismic stratigraphy and Neogene-Recent sediment budgets. *Basin Research*, 28(2), 273–297. doi:10.1111/bre.12110
178. Nicholson, U., VanLaningham, S., Macdonald, D. I. M. (2013). Quaternary landscape evolution over a strike-slip plate boundary: Drainage network response to incipient orogenesis in Sakhalin, Russian Far East. *Geosphere*, 9(3), 588–601. doi:10.1130/ges00883.1
179. Nigel, H., Joseph, A. (1998). Structure of the East Shetland Platform, northern North Sea. *Petroleum Geoscience*, 4, 353-362
180. Nils Ræstad, Sagex. (2004). Paris Basin – the geological foundation for petroleum, culture and wine. *Geo Expro Vol 1, No. 1*
181. Norvick M., Smith M. (2001). Mapping the plate tectonic reconstruction of Southern and Southeastern Australia and implications for petroleum systems. *The APPEA Journal* 41, 15-35. <https://doi.org/10.1071/AJ00001>
182. Norwegian Petroleum Directorate. (2019). Structure elements in the Norwegian Continental Shelf, <https://www.npd.no/en/facts/geology/structure-elements/>
183. Nwankwo, L., Sunday, A. (2017). Regional estimation of Curie-point depths and succeeding geothermal parameters from recently acquired high-resolution aeromagnetic data of the entire Bida Basin, north-central Nigeria. *Geothermal Energy Science*. 5. 1-9. 10.5194/gtes-5-1-2017.
184. Nyabeze, P., Gwavava, O. (2016). Investigating heat and magnetic source depths in the Soutpansberg Basin, South Africa: exploring the Soutpansberg Basin Geothermal Field. *Geothermal Energy*. 4. 1-22. 10.1186/s40517-016-0050-z.

185. Okere, Davies & Toothill, Steve. (2012). New insights on hydrocarbon plays in the Caspian Sea, Kazakhstan. *Petroleum Geoscience*. 18. 253-268. 10.1144/1354-079311-045.
186. Okubo, Y., Graff, R. G., Hansen, R. O., Ogawa, K., Tsu, H. (1985). Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas: *Geophysics*, v. 53, p. 481–494.
187. Oliveira, C., Zalan, P., Alkmin, F., (1997). Tectonic Evolution of the Acre Basin, Brazil. VI Simposio Bolivariano “Exploración Petrolérea en las Cuencas Subandinas”. *Memorias Tomo1*
188. Pawlewicz, M. J. (2006). Total petroleum systems of the North Carpathian Province of Poland, Ukraine, Czech Republic, and Austria. Reston, Va : U.S. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey
189. Pawlewicz, M.J., Steinshouer, D.W., Gautier, D.L., 2002, Map showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of Europe including Turkey: U.S. Geological Survey Open-File Report 97-470-I, 14 p., <https://doi.org/10.3133/ofr97470I>.
190. Pellegrini, B., Ribeiro, H. (2018). Exploratory plays of Pará-Maranhão and Barreirinhas basins in deep and ultra-deep waters, Brazilian Equatorial Margin. *Brazilian Journal of Geology*, 48(3), 485-502. <https://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201820180146>
191. Persits, F.M., Ahlbrandt, T.S., Tuttle, M.L., Charpentier, R.R., Brownfield, M.E., and Takahashi, K.I., 1997, Maps showing geology, oil and gas fields and geological provinces of Africa: U.S. Geological Survey Open-File Report 97-470-A, <https://doi.org/10.3133/ofr97470A>.
192. Peterson, J. (1985). Geology and petroleum resources of central east-central Africa. United States Department of the interior Geological Survey
193. Peterson, J., Clarke W. (1983). Petroleum Geology and Resources of the Volga-Ural Province, U.S.S.R. GEOLOGICAL SURVEY CIRCULAR 885
194. Pieters, P., Pigram, C.J., Trail, D., Dow, D.B., Ratman, N., Sukamto, R. (1983). The Stratigraphy of Western Irian Jaya. Indonesian Petroleum Association. 12th Annual Convention Proceedings (Volume 1), Pages 229-261.
195. Pirajno, F., Bagas, L. (2002). Gold and silver metallogeny of the South China Fold Belt: a consequence of multiple mineralizing events?, *Ore Geology Reviews*, Volume 20, Issues 3–4, Pages 109-126, ISSN 0169-1368, [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00067-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00067-7).

196. Pollastro, R.M., Persits, F.M., Steinshouer, D.W., 1997, Map showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of Iran: U.S. Geological Survey Open-File Report 97-470-G, 10 p., <https://doi.org/10.3133/ofr97470G>.
197. Pratsch, J.C. (1980). Basement deformation and basement structure in the Northwest German basin. *Geol Rundsch* 69, 609–621. <https://doi.org/10.1007/BF02104637>
198. Prischepa, O. M., Bazhenova, T. K., & Bogatskii, V. I. (2011). Petroleum systems of the Timan–Pechora sedimentary basin (including the offshore Pechora Sea). *Russian Geology and Geophysics*, 52(8), 888–905. doi:10.1016/j.rgg.2011.07.011
199. Putra, P., Sapiie, B., & Ramdhan, A.M. (2019). Relationship between Pore Pressure and Structural Model in “Passive Margin” Offshore Tarakan Sub-Basin, Northeast Kalimantan, Indonesia; *Search and Discovery Article #11207* (2019).
200. Ravat, D., Pignatelli, A., Nicolosi, I., Chiappini, M. (2007). A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data. *Geophysical Journal International*. 169. 421–434. 10.1111/j.1365-246X.2007.03305.x.
201. Reijers, T. J. A., Petters, S. W., & Nwajide, C. S. (1997). Chapter 7 The niger delta basin. African Basins. In *Sedimentary Basins of the World*. 151–172. Elsevier Science doi:10.1016/s1874-5997(97)80010-x
202. Researchers Map Active Fault Zones off Southern California Coast. (2015). <http://www.sci-news.com/othersciences/geophysics/science-fault-zones-southern-california-02862.html>
203. Ridgley, J., Drahovzal, J., Keith, B., Kolata, D. (1994). Proceedings of the Illinois Basin energy and mineral resources workshop. U.S. Geological Survey, USGS Publications Warehouse, Open File Report 94-298
204. Ritchie J.D.; Ziska H.; Johnson H.; Evans D. (2011). "Geology of the Faroe-Shetland Basin and adjacent areas". BGS Research Report RR/11/01. British Geological Survey.
205. Riva Jr, J P. (1983). World petroleum resources and reserves. United States. Taylor & Francis Group.
206. Robert, A. M. M., Letouzey, J., Kavooosi, M. A., Sherkati, S., Müller, C., Vergés, J., Aghababaei, A. (2014). Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE

- Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 57, 68–87. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.05.002
207. Roberts, A. M., Badley, M. E., Price, J. D., Huck, I. W. (1990). The structural history of a transtensional basin: Inner Moray Firth, NE Scotland. *Journal of the Geological Society*; 147 (1): 87–103. doi: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.1.0087>
208. Robertson Basins and Plays (Tellus™). (2019). *Sedimentary Basins of the World – Shapefile*.  
<https://www.arcgis.com/home/item.html?id=9845f1f30a1641efbe54dd1f9c8c668b>
209. Robinson, A. G., Rudat, J. H., Banks, C. J., Wiles, R. L. F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13(2), 195–223. doi:10.1016/0264-8172(95)00042-9
210. Rodnikov, A., Sergeeva, N., Zabarinskaya, L., Filatova, N., Piip, V., Rashidov, V. (2008). The deep structure of active continental margins of the Far East (Russia). *Russian Journal of Earth Sciences*. 10. 1-23. 10.2205/2007ES000224.
211. Rosales-Rodríguez J., Bandy, L., Centeno-García E. (2014). Profundidad de la base de la fuente magnética y estructura térmica del Golfo de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31(3), 420.
212. Russian Nature, (1 de septiembre de 2020). Biomes and Regions of Northern Eurasia, The Far East, Sakhalin. [http://www.rusnature.info/reg/18\\_5.htm](http://www.rusnature.info/reg/18_5.htm)
213. Ryder, R.T. (1995). Appalachian Basin Province (067). USGS National Oil and Gas Assessment, United States Geological Survey document.
214. Ryder, R.T., Rice, D.D., Zhaocai, Sun, Yigang, Z., Yunyu, Q., Zhengwu, G. (1994). Petroleum geology of the Sichuan basin, China; report on U.S. Geological Survey and Chinese Ministry of Geology and Mineral Resources field investigations and meetings, U.S. Geological Survey, Open-File Report 94-426. <http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr94426>
215. Salem, A., Bader, O. (2014). The subsidence evolution of the Fort Worth Basin in north central Texas, U.S.A. UNIVERSITY OF TEXAS AT ARLINGTON.
216. Scheck, M., Bayer, U., Otto, V., Lamarche, J., Banka, D., Pharaoh, T. (2002). The Elbe Fault System in North Central Europe—a basement controlled zone of crustal weakness. *Tectonophysics*. 360. 281-299. 10.1016/S0040-1951(02)00357-8.

- 217.Schindler, C., Nicholson, C., Sorlien, C. (2007). 3D Fault Geometry and Basin Evolution in the Northern Continental Borderland Offshore Southern California. AGU Fall Meeting Abstracts. -1. 1100.
- 218.Scholarly Community Encyclopedia. (20 de Septiembre de 2020). Tectonic Evolution Review of the East China Sea Basin. <https://encyclopedia.pub/328>
- 219.Segunda parte Litoral del golfo de México y Mar Caribe de México. (16 de Septiembre de 2020). <https://www.yumpu.com/es/document/view/12371380/segunda-parte-litoral-del-golfo-de-mexico-y-mar-caribe-de-mexico>
- 220.Seismic Atlas of SE Asian Basins. (16 de Septiembre de 2020). Natuna Sea and Sarawak Basin. <http://geoseismic-seasia.blogspot.com/search/label/003%20Table%20of%20Content%20%2F%20Basin%20Index>
- 221.Selley, R. (1997). Chapter 1 The Sedimentary Basins of Northwest Africa: Stratigraphy and Sedimentation. In *Sedimentary Basins of the World*. p 3-16. Elsevier Science
- 222.Seno, T. y Kaplan, D. (1988). Seismotectonics of western New Guinea. *Journal of Physics of the Earth*. 36. 107-124. 10.4294/jpe1952.36.107.
- 223.Sheppard, S., Cranfield, L. (2012). Geological framework and mineralization of Papua New Guinea—An update (p. 65). Port Moresby.
224. Sibal, V. K., Raju, S. V. (9 de Octubre de 2020). Oil shale occurrences in upper Assam Basin, India: An overview. Directorate General of Hydrocarbons, New Delhi, India.
- 225.Sierra, A. (2015). Obtención de un mapa de la isoterma de curie para el arco de scotia a partir de anomalías magnéticas marinas. Cantabria, Universidad de Cantabria.
- 226.Sigismondi, M., Ramos, V. (2009). El flujo de calor en la Cuenca Neuquina, *Petrotecnica*, febrero 2009, p 64 – 81.
- 227.Simonelli, G. (2014). Tectonics of the Aegean/Anatolian Region. Indiana University. [http://www.astro.indiana.edu/gsimonel/G554\\_paper.pdf](http://www.astro.indiana.edu/gsimonel/G554_paper.pdf).
- 228.Singh, D. (2016). Institutional Report Keshava Deva Malaviya Institute of Petroleum Exploration, *Proc Indian Natn Sci Acad* 82 No. 3 July Spl Issue 2016 pp. 1083-1096
229. Siyar, S., Waqas, M., Mehmood, S., Jan, A., Awais, M., Islam, F. (2017). Petrophysical Characteristics of Lower Goru Formation (Cretaceous) in Sawan Gas Field, Central Indus Basin, Pakistan. *Journal of Biodiversity and Environmental Sciences*. 10. 260-266.

- 230.Sloan, R. A., Elliott, J. R., Searle, M. P., Morley, C. K. (2017). Chapter 2 Active tectonics of Myanmar and the Andaman Sea. Geological Society, London, Memoirs, 48(1), 19–52. doi:10.1144/m48.2
- 231.Sobornov, K., Kolesnik, V., Zhemchugova, V., Nikonov, N. (2018). Petroleum Habitat and New Exploration Opportunities in the Frontal Part of the Polar Urals Foreland Thrust Belt. 10.3997/2214-4609.201801435.
- 232.Southern Methodist University, Geothermal Laboratory. (22 mayo de 2019). National Geothermal Data System. <http://geothermal.smu.edu/gtda/>
- 233.Spector A., Grant F.S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data.
- 234.Sriram, K., Gupte, S., Kothari, V., Madhu B., Waraich, R. (2006). Structure and Evolution of Saurashtra Arch in Kutch-Saurashtra Deepwater Area, Western India. 6th International Conference & Exposition on Petroleum Geophysics “Kolkata 2006”
- 235.Steckler, M., Akhter, S., Seeber, L. (2008). Collision of the Ganges-Brahmaputra Delta with the Burma Arc: Implications for earthquake hazard. Earth and Planetary Science Letters. 273. 367-378. 10.1016/j.epsl.2008.07.009.
- 236.Stein, A. M. (1992). Basin development and petroleum potential in The Minches and Sea of the Hebrides Basins. Geological Society, London, Special Publications, 62(1), 17–20. doi:10.1144/gsl.sp.1992.062.01.03
- 237.Steinshouer, D.W., Qiang, J., McCabe, P.J., and Ryder, R.T, 1999, Maps showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of the Asia Pacific region: U.S. Geological Survey Open-File Report 97-470-F, 16 p., <https://doi.org/10.3133/ofr97470F>.
- 238.Stephenson, A. (1992). Some aspects of the properties of fine particles in geomagnetism. Magnetic Properties of Fine Particles, editado por J.L. Dormann, D. Fiorani, Elsevier, pp. 329-338
- 239.Stewart, S., Coward, M. (1995). "Synthesis of salt tectonics in the southern North Sea, UK". Marine and Petroleum Geology. 12 (5): 457–475. doi:10.1016/0264-8172(95)91502-g.
- 240.Straume, E.O., Gaina, C., Medvedev, S., Hochmuth, K., Gohl, K., Whittaker, J. M., et al. (2019). GlobSed: Updated total sediment thickness in the world's oceans. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20. DOI: 10.1029/2018GC008115

241. Taira, A. (2001). Tectonic Evolution of the Japanese Island Arc System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29(1), 109–134. doi:10.1146/annurev.earth.29.1.109
242. Tamesis, E. (1990). Petroleum Geology of the Sulu Sea Basin, Philippines. AAPG. *Proceedings of the South East Asia Petroleum Exploration Society Volume IX, 1990* Pages 45-54.
243. Tanaka, A., Ishikawa, Y. (2005). Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 152. 257-266. 10.1016/j.pepi.2005.04.011.
244. Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O. (1999). Curie point depth based on spectrum analysis of magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, v. 306, p. 461–470.
245. Tankard Enterprise Ltd. (2002). Tectonic Framework of Basin Evolution in Perú, <https://pdfs.semanticscholar.org/0b19/477842caf759d71436ef025278911c3939e7.pdf>
246. Tarbuck, E. J., Lutgens, F. K. y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*. Pearson Educación S. A., Madrid, 375 pp.
247. Tari, G., Ciudin, D., Kostner, A., Raileanu, A., Tulucan, A., Vacarescu, G., Vangelov, D. (2011). Play Types of the Moesian Platform of Romania and Bulgaria. 10.13140/2.1.1977.0887.
248. Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M., Lagabrielle, Y. (2018). Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics*, 724-725, 146–170. doi:10.1016/j.tecto.2018.01.009
249. The International Heat Flow Commission. (22 de Agosto de 2019). The Global Heat Flow Database. <https://engineering.und.edu/research/global-heat-flow-database/data.html>
250. Tissot, B.P., Welte, D.H. (1984). *Petroleum Formation and Occurrence*. Second Revised and Enlarged, Edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York Tokyo
251. Turcotte, D. L., Schubert, G. (2002). *Geodynamics*: New York, Cambridge University Press, 456 p.

252. U.S. Energy Information Administration. (2018). Permian Basin Wolfcamp Shale Play Geology Review. [https://www.eia.gov/maps/pdf/PermianBasin\\_Wolfcamp\\_EIARreport\\_Oct2018.pdf](https://www.eia.gov/maps/pdf/PermianBasin_Wolfcamp_EIARreport_Oct2018.pdf)
253. Ulmishek, G., (2001a). Petroleum geology and resources of The Nepa-Botuoba High, Angara-Lena, CIS-Patom Foredeep, southeastern Siberian Craton, Russia. U.S. Geol. Surv. Bull. 2201C
254. Ulmishek, G., (2001b). Petroleum Geology and Resources of the Middle Caspian Basin, Former Soviet Union. U.S. Geol. Surv. Bull. 2201A.
255. Ulmishek, G., (2004) Petroleum geology and resources of the Amu-Darya Basin, Turkmenistan, Uzbekistan, Afghanistan, and Iran. USGS Bulletin 2201-H.
256. Ulmishek, G., Bogino, V., Keller, M., Poznyakevich, Z. (1994). "Structure, Stratigraphy, and Petroleum Geology of the Pripyat and Dnieper-Donets Basins, Byelarus and Ukraine", Interior Rift Basins, Susan M. Landon, Anny B. Coury
257. United States Geological Survey. (2006). Geologic Provinces of the United States: Rocky Mountains. <http://wrgis.wr.usgs.gov/docs/usgsnps/province/rockymtn.html>
258. Vargas, C., Idarraga-García J., Rodríguez J.M. (2015). Curie point depths in Northwestern South America and the Southwestern Caribbean Sea, Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin, vol. 108, AAPG Memoir, pp. 179e200.
259. Vergés, J., Kullberg, J. C., Casas-Sainz, A., de Vicente, G., Duarte, L. V., Fernández, M., Vegas, R. (2019). An Introduction to the Alpine Cycle in Iberia. Regional Geology Reviews, 1–14. doi:10.1007/978-3-030-11295-0\_1
260. Verma, O., Khosla, A. (2019). Developments in the stratigraphy of the Deccan Volcanic Province, peninsular India. *Comptes Rendus Geoscience*. doi:10.1016/j.crte.2019.10.002
261. Vo, D. T., Witjaksana, R. S., Sukerim, W., Dharmawan, A., Iwan, H., Okuno, M. (2001). Reservoir Management for Ultra-Thin Oil Columns Under Gas-Cap and Water Support: Attaka Field Examples. Society of Petroleum Engineers. doi:10.2118/68675-MS
262. Vyssotski, A. V., Vyssotski, V. N., Nezhdanov, A. A. (2006). Evolution of the West Siberian Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 23(1), 93–126. doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.03.002
263. Wang, Y., Zhang, F., Fan, W., Zhang, G., Chen, S., Cawood, P., Zhang, A. (2010). Tectonic setting of the South China Block in the Early Paleozoic: Resolving

- intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U-Pb geochronology. *Tectonics*. 29. 10.1029/2010TC002750.
264. Wang, B., Doust, H., Liu, J. (2019). Geology and Petroleum Systems of the East China Sea Basin. *Energies*. 12. 4088. 10.3390/en12214088.
265. Wang, J., Li, C-F. (2018). Curie point depths in Northeast China and their geothermal implications for the Songliao Basin. *Journal of Asian Earth Sciences*. 163. 177-193. 10.1016/j.jseas.2018.05.026.
266. Waters, C.N., Dean, M.T., Jones, N.S., Somerville, I.D. (2011). Northumberland Trough and Solway Basin. In: Waters, Colin, (ed.) A revised correlation of Carboniferous rocks in the British Isles. Geological Society of London, 89-95.
267. Wikipedia, La enciclopedia libre. (2 de mayo de 2020). Cratón. <https://es.wikipedia.org/w/index.php?title=Crat%C3%B3n&oldid=121606721>
268. Witt Jr., W. (1993). I Principal Oil and Gas Plays in the Appalachian Basin (Province 131). U.S. Geological Survey, Bulletin 1839-I, J Evolution of Sedimentary Basins – Appalachian Basin.
269. Witter, J., Miller, C. (2016). Curie point depth mapping pilot study in Northwest British Columbia, Geoscience BC Report 2016-14.
270. Witter, J., Miller, C. (2017). Curie point depth mapping in Yukon. Yukon, Geological Survey, Open File 2017-3, 37 p.
271. World Wildlife Fund. (20 de Octubre 2020). Upper Amazon Basin of Perú, Brazil and Bolivia. <https://www.worldwildlife.org/ecoregions/nt0166>.
272. Wright, J. (1985). Chapter The Benue Trough and coastal Basins. In *Geology and Mineral Resources of West Africa*. pp 98-113 Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/978-94-015-3932-6\\_11](https://doi.org/10.1007/978-94-015-3932-6_11)
273. Wu, Y. S., Chen, Y. J., Zhou, K. F. (2017). Mo deposits in Northwest China: Geology, geochemistry, geochronology and tectonic setting. *Ore Geology Reviews*, 81, 641–671.
274. Yang, K., Xing, J., Gong, W., Li, C., Wu, X. (2017a) Curie Point Depth from Spectral Analysis of Magnetic Data in the Southeast Tibet, *Earth Sciences*. Vol. 6, No. 5, 2017, pp. 88-96. doi: 10.11648/j.earth.20170605.15
275. Yang, R., Jin, Z., Loon, T., Han, Z., Fan, A. (2017b). Climatic and tectonic controls of lacustrine hyperpycnite origination in the Late Triassic Ordos Basin, central China:

- Implications for unconventional petroleum development. AAPG Bulletin. 101. 95-117.  
10.1306/06101615095.
276. Yin, W. (2013). Hydrocarbon Geology Characteristics and Oil & Gas Resource Potential in the Afghan-Tajik Basin. *Advanced Materials Research*, 734-737, 366–372. doi:10.4028/www.scientific.net/amr.734-737.366
277. Yoris, F., Ostos, M. (1997). Geología de Venezuela: Geología General y Cuencas Petrolíferas, en Singer, J. (ed.), WEC 1997 evaluación de Pozos: Texas, Jolley Printing Schlumberger – Surencó C.A., pp. 24–44.
278. Young, M., Rawlinson, N., Arroucau, P., Reading, A., Tkalčić, H. (2011). High-frequency ambient noise tomography of southeast Australia: New constraints on Tasmania's tectonic past. *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT*. 38. 10.1029/2011GL047971.
279. Zalan, P., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E., Cerqueira, J., Marques, A. (1990). The Paraná Basin, Brazil. *Interior Cratonic Basins*. 51. 681-708.

## APENDICE A: MAPAS DE ZONA DORADA POR REGIONES CON ESCALA MENOR

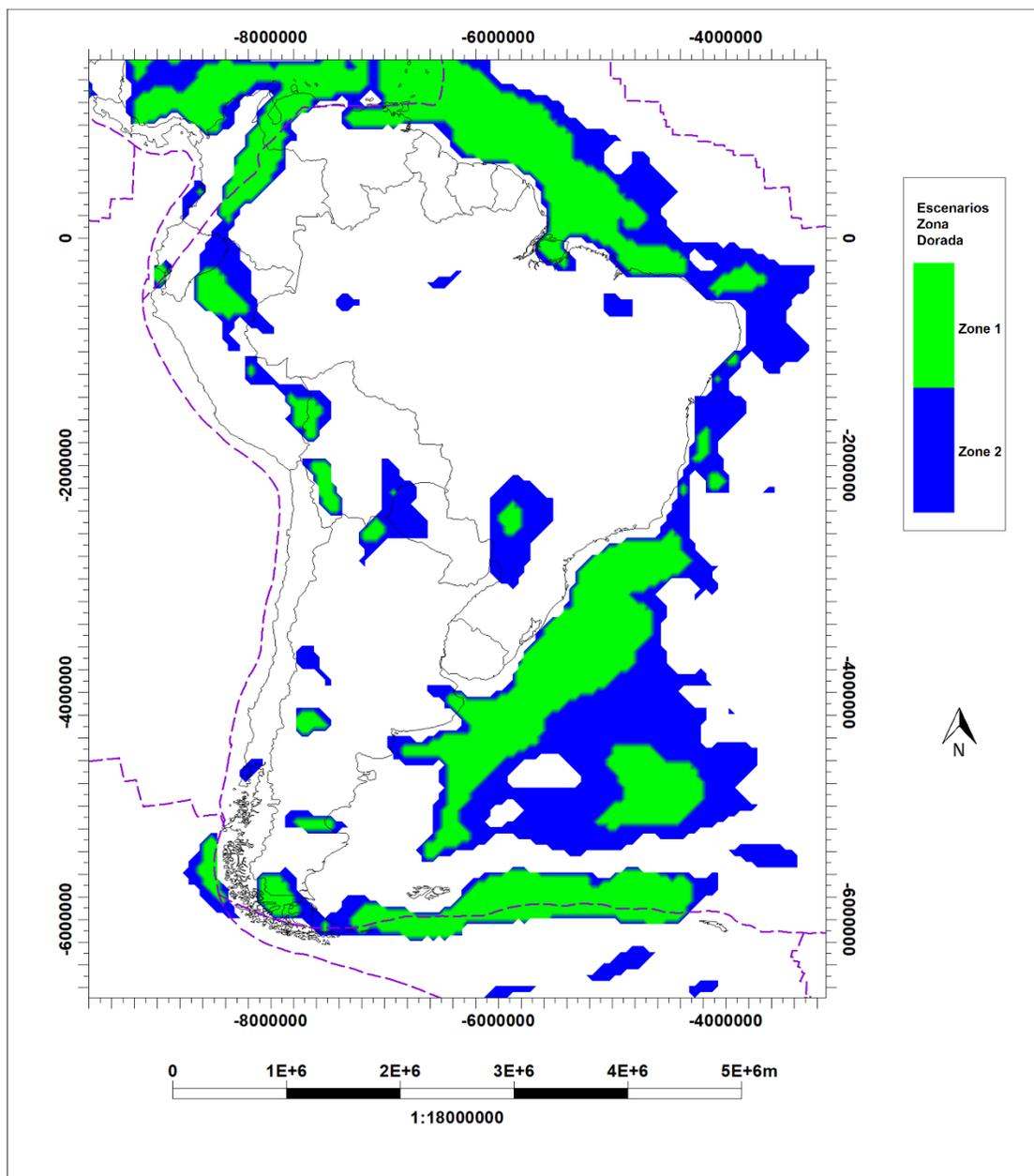


Figura A1. Mapa de presencia de Zona Dorada en Suramérica, estimado a partir del mapa del Gradiente geotérmico corregido. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

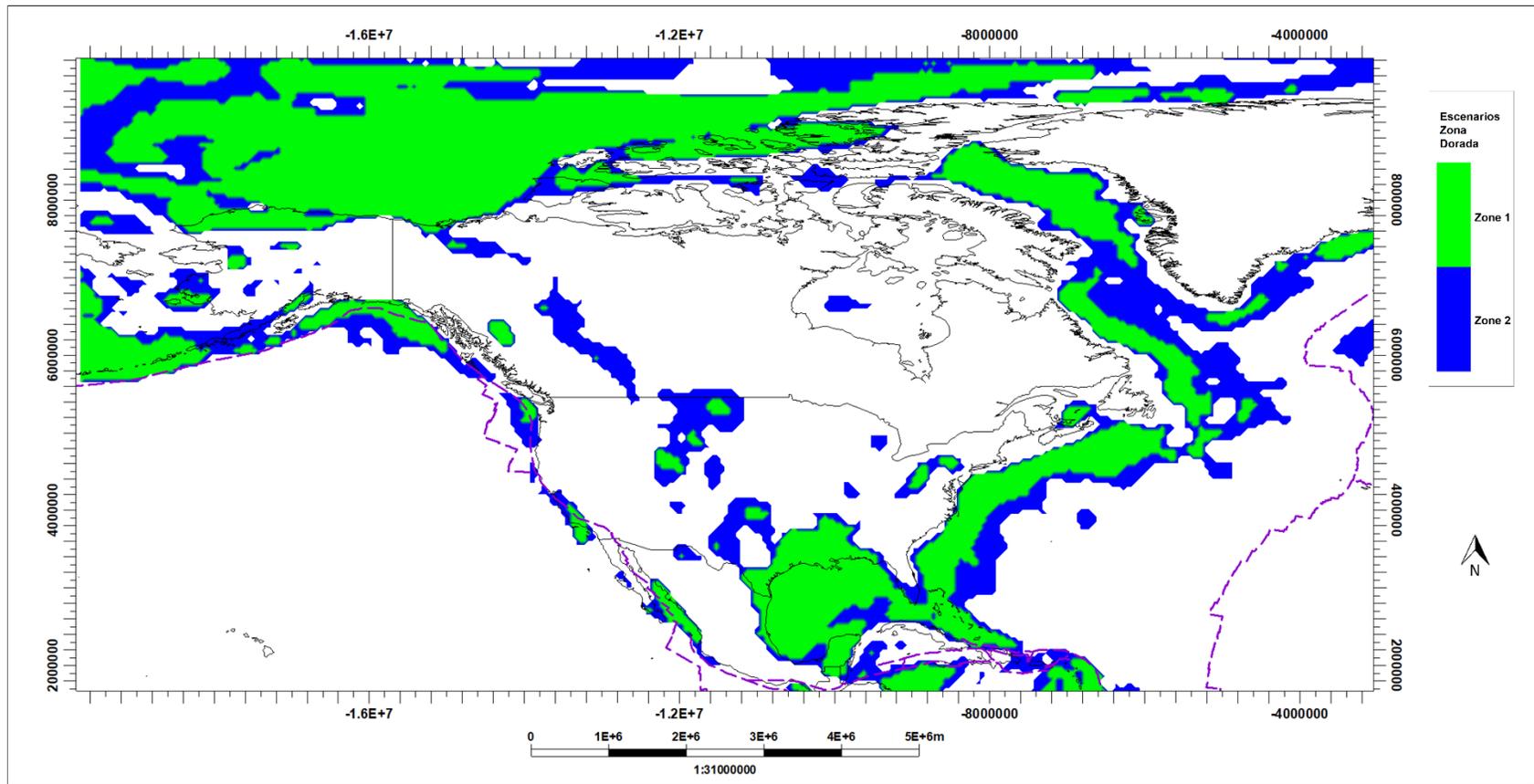


Figura A2. Mapa de presencia de Zona Dorada en Norteamérica, estimado a partir del mapa del Gradiente geotérmico corregido. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.

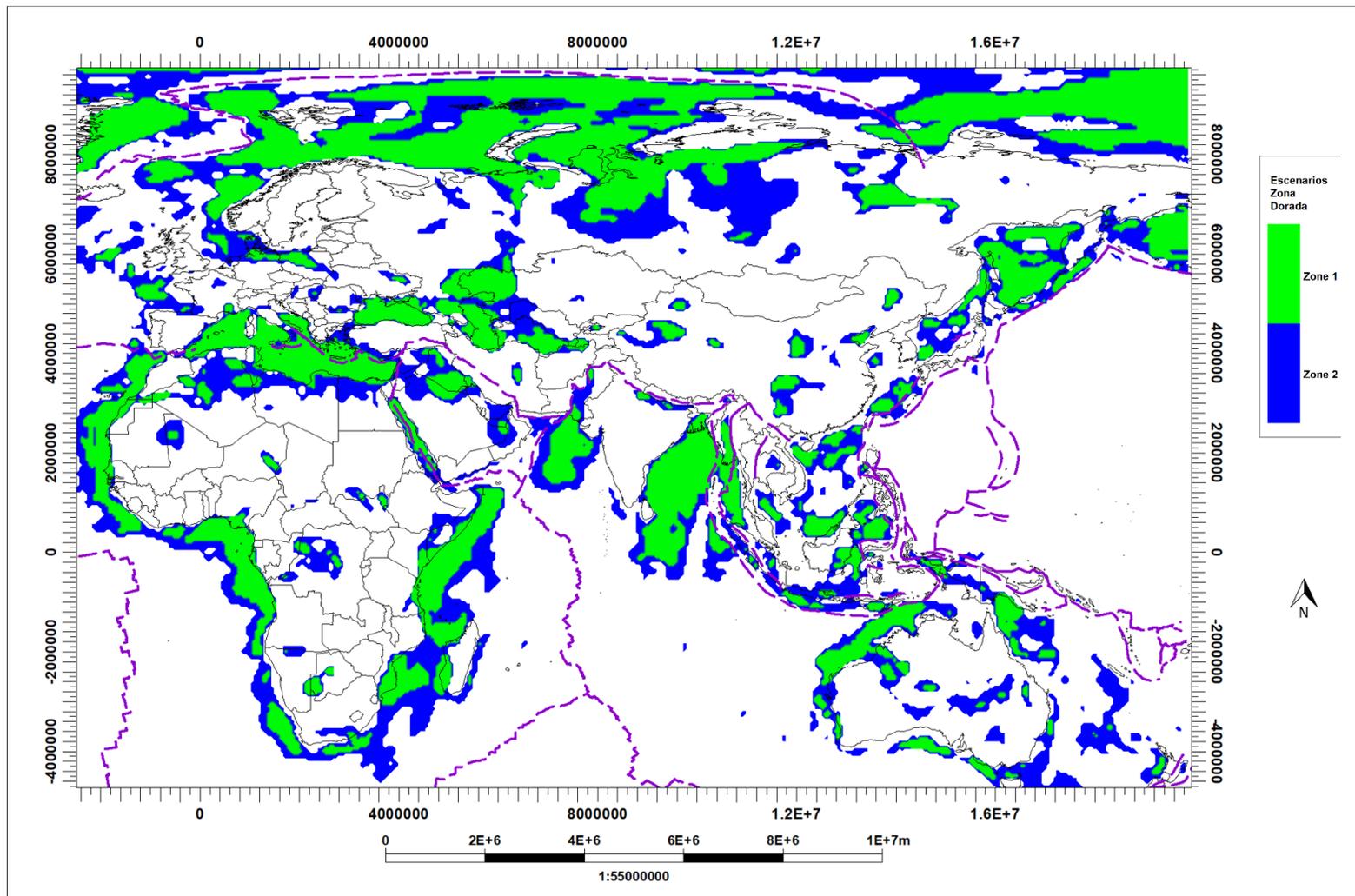


Figura A3. Mapa de presencia de Zona Dorada en Suramérica, estimado a partir del mapa del Gradiente geotérmico corregido. Las líneas punteadas moradas corresponden a los límites de placas tectónicas.