

**CONSTRUCCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA ZONA DE ESTABILIDAD DE
LOS HIDRATOS DE GAS EN EL CARIBE COLOMBIANO EN SÍSMICA 3-D
COMO HERRAMIENTA PARA FUTURA EXPLORACIÓN.**

MARIA ALEJANDRA VESGA RAMIREZ

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2013**

**CONSTRUCCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA ZONA DE ESTABILIDAD DE
LOS HIDRATOS DE GAS EN EL CARIBE COLOMBIANO EN SÍSMICA 3-D
COMO HERRAMIENTA PARA FUTURA EXPLORACIÓN.**

MARIA ALEJANDRA VESGA RAMIREZ

**Trabajo de grado presentado como requisito parcial para optar por el título
de Geólogo**

Director

SAIT KHURAMA VELÁSQUEZ

Geofísico MSc

CO-DIRECTOR:

ANDRÉS EDUARDO CALLE OCHOA

Geofísico MSc

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2013

DEDICATORIA

Este logro esta dedicado a la memoria de mi padre, a quien siempre llevaré en mis pensamientos... Gracias Papi, porque fuiste el primero en creer en la geología para mí.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, porque sin él nada de esto hubiese sido posible.

A las personas que más amo del mundo, a mi bebe hermoso Alan David y a mi compañero de amor, de lucha, de sueños, Rolando, gracias por compartir los mejores años de mi vida, por ser ejemplo de superación y de admiración.

A mi mamá, mi hermana y mis tías, por su apoyo como familia.

A Doña Ines y Don Urbano, porque me acogieron como su segunda hija, gracias por toda la ayuda en los momentos más difíciles, estaré siempre agradecida.

Un especial agradecimiento al Instituto Colombiano del Petróleo y a los profesores que ayudaron a la realización de este triunfo, a Andres Eduardo Calle Ochoa por sus consejos, por creer en este proyecto y en mí. Al profe Sait Khurama Velásquez, por su disposición y ayuda en todo momento.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	16
2	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	18
3	JUSTIFICACIÓN	19
4	OBJETIVOS	20
4.1	Objetivo General	20
4.2	Objetivos Específicos	20
5	MARCO TEÓRICO	21
5.1	HIDRATOS DE GAS	21
5.1.1	Definición	21
5.1.2	Resumen y Perspectiva Histórica	21
5.2	ESTRUCTURA DE LOS HIDRATOS DE GAS	23
5.2.1	Estructura tipo sI	25
5.2.2	Estructura tipo sII	25
5.2.3	Estructura tipo sH	26
5.3	ORIGEN DE LOS HIDRATOS DE GAS	27
5.3.1	Fuente del Gas	27
5.3.2	Estado del Arte para la Nucleación de Hidratos	28
5.3.3	Estado del Arte del Crecimiento de los Hidratos	30
5.4	DISTRIBUCION GLOBAL HIDRATOS DE GAS	31
5.5	CONDICIONES DE ESTABILIDAD DE HIDRATOS DE METANO	32
5.5.1	Disponibilidad de Metano	33
5.5.2	Condiciones de Presión y Temperatura	35
5.5.3	Presión Hidrostática	36
5.5.4	Gradiente Hidrotermal	36
5.5.5	Gradiente Geotérmico	37
5.6	IDENTIFICACION DE LOS HIDRATOS DE GAS EN EL SEDIMENTO	37
5.6.1	Indicadores geofísicos	38
5.6.2	Reflector Paralelo al Fondo Marino (BSR)	38
5.6.2.1	Variabilidad BSR	40

5.6.3	Indicadores geológicos	46
5.6.4	Indicadores geoquímicos	47
5.7	AMBIENTES DE FORMACIÓN DE LOS HIDRATOS DE GAS	48
6	MARCO GEÓLOGICO REGIONAL	49
6.1	CUENCA SINÚ OFFSHORE	50
6.1.1	Estratigrafía	50
6.1.1.1	Cretácico-Eoceno.....	50
6.1.1.2	Oligoceno-Mioceno	52
6.1.1.3	Pleistoceno-Pleistoceno	52
6.1.2	Geología Estructural	53
6.1.2.1	Cuña acrecionada del Sinú.....	54
6.1.3	Tectónica.....	55
6.2	CUENCA BAJA GUAJIRA	56
6.2.1	Estratigrafía	56
6.2.1.1	Paleógeno.....	58
6.2.1.2	Eoceno.....	58
6.2.1.3	Oligoceno.....	58
6.2.1.4	Neógeno	59
6.2.2	Tectónica.....	59
7	GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO	62
7.1	LOCALIZACION ÁREA DE ESTUDIO	62
7.2	TRABAJOS PREVIOS	63
8	METODOLOGÍA	64
8.1	RECOPIACIÓN Y ANÁLISIS DE MATERIAL BIBLIOGRÁFICO EXISTENTE SOBRE EL ÁREA DE TRABAJO	64
8.2	FASE DE SELECCIÓN DE ÁREAS DE INVESTIGACIÓN Y TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA:.....	64
8.3	CALCULO DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO	65
8.3.1	Tope de la Zona de Estabilidad de los Hidratos de gas	66
8.3.2	Base de la zona de Estabilidad de los Hidratos de gas.....	66
8.3.3	Estimación de la velocidad sísmica en Agua	66
8.3.4	Conversión a Profundidad.....	68
8.3.4.1	. Estimación de la Profundidad del BSR.....	68

8.3.4.2	Estimación de la Profundidad del Fondo Oceánico	68
8.3.5	Cálculo de la Presión sobre el límite de la base de Estabilidad de los Hidratos de gas ..	69
8.3.6	Conversión de Presión a Temperatura	69
8.3.6.1	Temperatura sobre la Superficie del BSR	69
8.3.6.2	Temperatura sobre la superficie del Fondo Oceánico	70
8.4	Gradiente Geotérmico a partir del BSR.....	71
8.5	Interpolación de Resultados Gradiente Geotérmico.....	71
9	MECANISMOS DE FORMACIÓN DE LOS HIDRATOS DE GAS EN EL	
	CARIBE COLOMBIANO	72
10	RESULTADOS.....	74
10.1	REFLECTOR SIMULADOR DE FONDO OCEÁNICO (BSR).....	74
10.2	MAPAS	78
10.2.1	Velocidad Onda P sedimentos	78
10.2.2	Mapa de Espesor máximo teórico capa de Hidratos de Metano.....	79
10.2.3	Mapa de Presión sobre el reflector BSR.....	82
10.2.4	Mapa Temperatura a la profundidad del BSR.....	85
10.2.5	Gradiente Geotérmico.....	88
10.3	VARIABILIDAD GRADIENTE GEOTERMICO	93
10.3.1	Volumen A.....	93
10.4	MECANISMOS DE FORMACIÓN DE HIDRATOS DE GAS EN EL	
	CARIBE COLOMBIANO	97
11	ANÁLISIS DE RESULTADOS	100
11.1	INCERTIDUMBRE DE LOS ESTIMADOS DE GRADIENTE	
	GEOTÉRMICO	100
12	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	104
13	CONCLUSIONES	106
14	RECOMENDACIONES	108
15	BIBLIOGRAFÍA	109

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Las jaulas poliedrales de tipo I y tipo II	24
Figura 2. Distribución de las ubicaciones donde se ha extraído hidratos de gas ..	32
Figura 3. Diagrama de fase límite demostrando el campo de estabilidad de los hidratos de gas	34
Figura 4 Condiciones de estabilidad de los hidratos de gas	35
Figura 5 Reflector simulador de Fondo Oceánico (BSR)	39
Figura 6 Ilustración esquemática (a,c,e,g), y perfil sísmico sin interpretar (b,d,f,h) de los cuatro subtipos de BSR tipo Cinturón.....	42
Figura 7 Ilustración esquemática (a,c), y perfil sísmico sin interpretar (b,d) de los dos subtipos de BSR tipo Cuenca.	43
Figura 8 Ilustración esquemática (a,c), y perfil sísmico sin interpretar (b,d) de los dos subtipos de <i>Submarine-Canyon</i> BSR.....	44
Figura 9 Ilustración esquemática (a,c,e,g,h), y perfil sísmico sin interpretar (b,d,f,h) de los cinco subtipos de BSR Plataforma Continental.	45
Figura 10. Diagrama esquemático ilustrando el modelo de Formación de hidratos a partir de la expulsión de fluidos ascendentes.	48
Figura 11. Mapa geológico del Norte de Colombia	49
Figura 12. Columna generalizada cuenca Sinú.....	51
Figura 13 Modelo tectónico conceptual del Noroeste Colombiano	54
Figura 14. Principales rasgos tectónicos Cuenca Sinú Offshore.....	55
Figura 15. Columna estratigráfica Guajira Offhsore	57
Figura 16. Límites cuenca Guajira Offshore.....	60
Figura 17. Corte esquemático Cuenca Guajira Offhore	61
Figura 18 Mapa de localización de las cuencas Sinú offshore y Guajira offshore..	62
Figura 19. Función de Velocidad onda P para volumen A	67
Figura 20 Función de Velocidad Onda P para volumen Sísmico B.....	67
Figura 21 Relaciones de Presión –Temperatura de los hidratos de gas.....	70
Figura 22 Distribución del reflector BSR sobre los dos Volúmenes	75

Figura 23- Distribución del BSR tipo Intra-cuenca análogo sísmica Volumen A ...	76
Figura 24 Distribución del BSR tipo Anticlinal análogo a la sísmica Volumen A ..	76
Figura 25 Distribución del BSR tipo Anticlinal Ridge Type en el Volumen B.....	77
Figura 26 Distribución del BSR tipo Thrusted Ridge Type en el Volumen B.....	77
Figura 27. Mapa de Espesor Capa de hidratos de Metano Volumen A	80
Figura 28. Mapa de Espesor Capa de Hidratos de Metano Volumen B.....	81
Figura 29. Mapa de Presión sobre el límite de Estabilidad Volumen A.....	83
Figura 30. Mapa de Presión sobre la capa de Hidratos Volumen B.....	84
Figura 31- Mapa Temperatura sobre la profundidad del BSR volumen A.....	86
Figura 32. Mapa Temperatura BSR volumen B	87
Figura 33 Histograma Gradiente Geotérmico Volumen A	88
Figura 34. Histograma gradiente geotérmico Volumen B.....	89
Figura 35 Mapa del Gradiente Geotérmico Volumen A.....	91
Figura 36 Mapa del Gradiente Geotérmico Volumen B.....	92
Figura 37. Expresiones sísmicas de los diapiros de lodo en el Prisma Makran....	95
Figura 38. Estructura análoga al volumen B en el Oeste del prisma de Makran...	96
Figura 39 Velocidad vs Espesor Capa de Hidratos.....	102
Figura 40. Espesor de la capa de Hidratos vs Gradiente Geotérmico	103
Figura 41 Twt vs Espesor de la capa de Hidratos.....	103

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Componentes Primarios y Secundarios Estructura hidratos de gas	26
Tabla 2. Área de Trabajo Volumen sísmico No 1	65
Tabla 3 Área de trabajo Volumen sísmico No. 2	65
Tabla 4- Datos estadísticos velocidades Onda P en el BSR [m/s]	78
Tabla 5- Datos estadísticos Espesores Capa de hidratos	79
Tabla 6- Datos estadísticos Presión sobre la profundidad BSR	82
Tabla 7 Temperatura sobre la profundidad del BSR en los dos volúmenes	85
Tabla 8- Datos estadísticos de gradiente geotérmico para cada volumen	90
Tabla 9- Resumen de errores asociados con la evaluación Gradiente geotérmico	101
Tabla 10. Valores de gradiente geotérmico estimados estudios en el Caribe	104
Tabla 11. Valores de gradiente geotérmico estimados Prismas de Acreción	105

RESUMEN

TÍTULO

CONSTRUCCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA ZONA DE ESTABILIDAD DE LOS HIDRATOS DE GAS EN EL CARIBE COLOMBIANO EN SÍSMICA 3-D COMO HERRAMIENTA PARA FUTURA EXPLORACIÓN.¹

AUTOR

María Alejandra Vesga Ramírez².

PALABRAS CLAVES

Hidratos de metano, BSR, gradiente geotérmico, interpretación sísmica, Caribe Colombiano.

DESCRIPCIÓN

Los Hidratos de gas natural o clatratos son similares a sólidos de hielo cristalino, compuestos de celdas de moléculas de agua que hospedan gases de bajo peso molecular (principalmente Metano), son termodinámicamente estables dentro de un límite de presión y temperatura. Una prominente característica a lo largo de algunos márgenes continentales es el reflector simulador de fondo (BSR) Esta reflexión generalmente coincide con la profundidad predicha para la base del campo de estabilidad de los Hidratos de Metano. Debido a que la aparición de los Hidratos de gas está controlada por condiciones de presión y temperatura, se ha sugerido que el BSR marca un límite, utilizándose para estimar el gradiente geotérmico y flujo de calor a través de los márgenes continentales (Grevemeyer *et al*, 2001.)

En este trabajo se implementó una metodología para el cálculo del gradiente geotérmico para dos (2) volúmenes sísmicos a partir del BSR con el fin de integrar todas las variables que afectan la zona de estabilidad de los Hidratos de gas. Se estimaron valores de gradiente geotérmico que varían desde 24 hasta 56°C/Km con valores promedio del orden 33.89 ± 2.52 °C/Km para el Volumen A y de 37.54 ± 5.42 para el volumen B. El gradiente geotérmico estimado en el presente estudio sugiere no tomar un solo valor de gradiente geotérmico para todo el Caribe y por lo tanto se debe sectorizar en diferentes rangos especialmente para el prisma de acreción del Caribe Sur.

¹ Trabajo de grado

²Facultad de ingenierías FísicoQuímicas. Escuela de Geología.

Director: Sait Khurama Velásquez Codirector: Andrés Eduardo Calle Ochoa –Ecopetrol S.A

ABSTRACT

TITLE

CONSTRUCTION AND INTERPRETATION OF STABILITY ZONE OF GAS HYDRATES IN THE COLOMBIAN CARIBBEAN IN SEISMIC 3-D AS A TOOL FOR FUTURE EXPLORATION.³

AUTHOR

María Alejandra Vesga Ramírez⁴.

KEYWORDS

Methane hydrates, BSR, geothermal gradient, seismic interpretation, Colombian Caribbean..

DESCRIPTION

Natural gas hydrates or clatrates are similar to ice crystalline solid, composed of water cages that host molecules of low molecular weight gas (mainly methane), are thermodynamically stable within limits of pressure and temperature. A prominent feature along some continental margins is the bottom-simulating reflector (BSR). This reflection is generally the predicted depth to the base of the stability field of methane hydrates. Because the occurrence of gas hydrates is controlled by temperature and pressure conditions, has been suggested that it marks a boundary BSR, used to estimate the geothermal gradient and heat flow through the continental margins (Grevemeyer et al, 2001.)

In this paper we had implemented a methodology for calculating the geothermal gradient for two (2) seismic volumes from BSR to integrate all the variables that affect the stability zone of gas hydrates. Were estimated geothermal gradient values varying from 24-56 ° C / km with average order values 33.89 ± 2.52 ° C / Km for Volume A , and for volume B 37.54 ± 4.87 . The estimated geothermal gradient in this study suggests that it should take a single value of geothermal gradient in the all Caribbean and therefore should be divided into different ranges especially for Caribbean South accretionary prism.

³ Undergraduate Final Project

⁴ Physicochemical Faculty. School of Geology. Universidad Industrial de Santander (UIS)
Director: Sait Khurama Velásquez UIS Professor
Co-director: Andrés Eduardo Calle Ochoa –Ecopetrol S.A

1 INTRODUCCIÓN

Los hidratos de gas o clatratos son similares a sólidos de hielo cristalino, compuestos de celdas de moléculas de agua que hospedan gases de bajo peso molecular (principalmente Metano), son termodinámicamente estables dentro de un límite de presión y temperatura. Una prominente característica a lo largo de algunos márgenes continentales es el reflector simulador de fondo (BSR), (Sloan,1998) Este tipo de reflexión generalmente coincide con la profundidad predicha para la base del campo de estabilidad de los Hidratos de Metano; debido a que la aparición de los hidratos de gas esta controlada por condiciones de presión y temperatura, se ha sugerido que el BSR marca una isoterma, utilizándose para estimar el gradiente geotérmico y flujo de calor a través de los márgenes continentales (Grevemeyer *et al*, 2001), ver (resumen) . La principal fuerza en la búsqueda de los hidratos de Metano a nivel global es que contienen una gran cantidad de carbón en forma de Metano (Kvenvolden, 1988), por tanto es necesario definir la zonas de estabilidad de los hidratos de Metano (ZEHDM), la cual se ve afectada por condiciones de presión y Temperatura, saturación de gas, salinidad del agua y gradiente geotérmico, entre otras.

Para el caso del Caribe Colombiano se han adelantado algunos estudios sobre potencial de hidratos de gas como fuente de energía; específicamente para el cálculo del Gradiente geotérmico en López 2005 se siguió una metodología con base a los trabajos publicados por Shipley *et al* 1979, Yamano *et al* 1982, Vohat *et al* 2003, y Kaul *et al* 2000, el estimado de gradiente geotérmico para este estudio es de 20-40 °C, a pesar del hecho de que la parte Sur está dominada por un prisma de acreción, el cual tendería a hacer anómalamente frío.

El presente documento implementa una metodología para la estimación del gradiente geotérmico en base a los trabajos publicados por (Shankar, 2010) con el objetivo de avanzar en la aplicación y verificación de un modelo que permita

estimar la zona de estabilidad de los hidratos de gas para dos volúmenes sísmicos del Caribe colombiano.

2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Teniendo en cuenta el notable aumento de la demanda de petróleo en el mundo y la declinación en la producción en los yacimientos, se hace necesario el hallazgo de nuevas fuentes de energía para el futuro, por tal motivo se adelanta a nivel mundial la búsqueda de hidrocarburos no convencionales que puedan sobrellevar este impacto; los hidratos de gas apuntan a convertirse en la mejor solución a mediano plazo (2020-2025) en países con pocas reservas de hidrocarburos; debido principalmente a las significativas cantidades de Metano que se estima almacenado en forma de hidratos en el mundo, indicando un importante potencial como recurso energético. En Colombia se ha estimado potencial de estos en la cuenca Colombia, en el Mar Caribe y Mar Pacifico, sin embargo la escasa información e investigaciones orientadas a este fin específico son muy reducidas o de corto alcance dejando una gran posibilidad de incrementar el conocimiento en el tema para el país.

La zona de estabilidad de los hidratos de gas se rige, según Hyndman (1992), por la distribución de las características y propiedades físicas (Gradiente Geotérmico, temperatura de fondo marino, presión, composición de agua y gas), condiciones geológicas del suelo marino y los sedimentos someros, un agravante para estimarla es que en el Caribe Colombiano mucha de esta información no se encuentra disponible por ser una cuenca exploratoria frontera. En general, el problema que se presenta y por el cual se propone esta investigación es: ¿Cómo se puede estimar la zona de estabilidad de hidratos de gas con la información existente en las zonas de estudio, involucrando las diferentes variables que la determinan?, ¿cuál es el impacto cuantitativo de estas variables?, y ¿cuáles serían los modelos que mejor explican la formación de hidratos de gas, provenientes de la literatura, en el área de estudio?

3 JUSTIFICACIÓN

Las fuentes de energía en forma no convencional están obligadas a cumplir con el aumento de la demanda a nivel mundial; entre estas se encuentran los hidratos de gas cuya existencia puede ser abundante. Algunos estimados sugieren que la cantidad de gas natural que se puede encontrar en los hidratos de gas puede exceder todas las fuentes de hidrocarburos convencionales conocidas (Riedel, 2010). Sobre el Caribe Colombiano se han estimado varias cifras sobre su potencial: 781 terapiés cúbicos estándar de gas (TPC) (Gómez y León, 2000), 6.713 TPC (López, 2005). Sin embargo, las metodologías y la escasa información utilizada no ha permitido estimar con precisión este cálculo.

Investigaciones en hidratos de gas en el Caribe Colombiano son importante no solo por el mapeo y la cuantificación de este recurso como potencial energético, o por la identificación de una amenaza operativa durante las actividades de perforación y explotación de recursos convencionales, sino también por su aporte en la estimación de ciertas variables como el gradiente geotérmico el cual es también un indicador de la actividad geológica en el área.

4 OBJETIVOS

4.1 Objetivo General

Construir e interpretar la zona de estabilidad de los hidratos de gas para volúmenes sísmicos 3-D en el Caribe Colombiano como herramienta para una futura exploración a partir de la aplicación de una metodología orientada para este fin.

4.2 Objetivos Específicos

- Establecer una metodología para estimar el gradiente geotérmico a partir del BSR para dos (2) volúmenes sísmicos- 3D seleccionados en el Caribe.
- Estimar el límite de la zona de estabilidad de los hidratos en el Caribe por medio de la integración de las variables que afectan la zona de estabilidad, como temperatura de fondo marino, composición de gases, gradiente geotérmico
- Generar mapas geográficos de la zona de estabilidad de hidratos de gas en el Caribe para una futura exploración de éstos e implementarlos en un SIG
- Determinar como se afecta cuantitativamente el límite de la zona de estabilidad de los hidratos de gas para varios escenarios o valores de las variables involucradas.
- Verificar qué modelo de formación de hidratos de gas es aplicable en esta zona del país con base en el modelo conceptual de Ecopetrol SA para el área.

5 MARCO TEÓRICO

5.1 HIDRATOS DE GAS

5.1.1 Definición

Los hidratos de gas (también referidos a hidratos de Metano,) corresponden a compuestos de ocurrencia natural que contienen gas natural y agua (Carroll, 2003). Si estas sustancias se encuentran en condiciones de alta presión y alta temperatura, se unen para formar una sustancia sólida semejante al hielo. Las moléculas de gas (huéspedes) están atrapados en cavidades de agua (hospedantes) que están compuestas de moléculas de agua con enlaces de Hidrogeno (Sloan *et al* 2008). Entre las moléculas típicas del gas natural se encuentra Metano, Etano, Propano y Dióxido de Carbono, cuando el gas natural es principalmente Metano (>99%), estas sustancias son llamadas hidratos de Metano (Kvenvolden, 1985). En la industria del petróleo, el término hidrato esta reservado para sustancias que son usualmente gaseosas a temperatura ambiente (Carroll, 2003).

5.1.2 Resumen y Perspectiva Histórica

La comunidad científica, específicamente los químicos conocen los hidratos de gas desde hace casi 200 años, pero hasta hace poco estas sustancias eran consideradas como curiosidades del laboratorio (Sloan, 1998). Como sucede con muchos aspectos del descubrimiento científico, la historia de los hidratos se encuentra abierta al debate (Birchwood *et al* 2010). No obstante, la primera vez que se formaron hidratos en un laboratorio se remonta aparentemente al año 1778, cuando Joseph Priestley obtuvo un hidrato de Dióxido de Azufre sin advertirlo (Makogon, 1997), mientras que la química de los hidratos de gas fue

descubierta en 1810 por el señor Humphrey Davy, quien encontró que los cristales parecidos al hielo fueron formados cuando una solución acuosa estuvo fría. En 1823 Michael Faraday publicó un informe describiendo una sustancia extraña que se encajonaba en cristales de hielo y lo llamo hidratos de clatrato de Hielo. No tardaron en descubrir otros tipos de clatratos, cada uno con un compuesto huésped encerrado en la estructura de una red hospedante, pero aún así seguía siendo una curiosidad de Laboratorio.

No fue sino hasta 1930, cuando las tuberías de gas fueron expuestas a temperaturas frías, y los mineros de gas natural comenzaron a quejarse de un material parecido al hielo con presencia de metano que provocaba obstrucción durante el transporte de gas. Incluso con este descubrimiento, los hidratos fueron considerados como una molestia en lugar de un recurso.

En la década de 1960, los científicos descubrieron que el hidrato de metano, o "gas natural sólido", existía en el campo de gas Messoyakha en Siberia occidental. Esto fue importante porque los hidratos de gas natural no se habían encontrado antes. Los geólogos y químicos llegaron a la vasta cuenca y comenzaron a estudiar las condiciones en que los hidratos se forman. Encontraron que los sedimentos del sub-permafrost son ricos en hidratos y comenzaron a buscar depósitos similares en otras regiones de altas latitudes. Pronto, otro equipo de investigadores encontraron hidratos de metano en sedimentos enterrados debajo de la Ladera Norte de Alaska (Sloan, 1998)

Sobre la base de estos hallazgos preliminares, el Servicio Geológico de EE.UU. (USGS) y el Departamento de Energía de los National Energy Technology Laboratory realizaron una amplia investigación entre 1982 y 1992, revelando que los depósitos de hidratos de metano también se pueden encontrar en los sedimentos marinos. De repente, lo que había sido una curiosidad y una molestia industrial parecía que podría ser un recurso importante. A mediados de la década

de 1990, Japón y la India tomaron la delantera en la investigación de hidratos de metano, con el objetivo de encontrar más yacimientos y desarrollar maneras de extraer el Metano atrapado económicamente viable. Los científicos han descubierto desde entonces los depósitos de hidratos de metano en numerosos lugares, incluyendo el delta del río Mackenzie, en Canadá y en la fosa de Nankai frente a la costa de Japón (Carroll, 2003).

5.2 ESTRUCTURA DE LOS HIDRATOS DE GAS

Las formas de clatratos son cantidades no-estequiométricas (no poseen fórmula química establecida), las cuales requieren una cantidad mínima de pequeñas moléculas que encajan dentro y estabilizan las cavidades sin la formación de enlaces covalentes o de hidrógeno con las moléculas de agua (Sloan, 1998). Las cajas están compuestas de moléculas de agua asociadas a hidrógeno, las cuales se requieren para estabilizar el cristal de clatrato. El hidrato de gas se formará cuando aproximadamente el 90% de la jaula se llene, dando una relación de volumen de gas a sólido de aproximadamente 160/1 (Riedel, 2010)

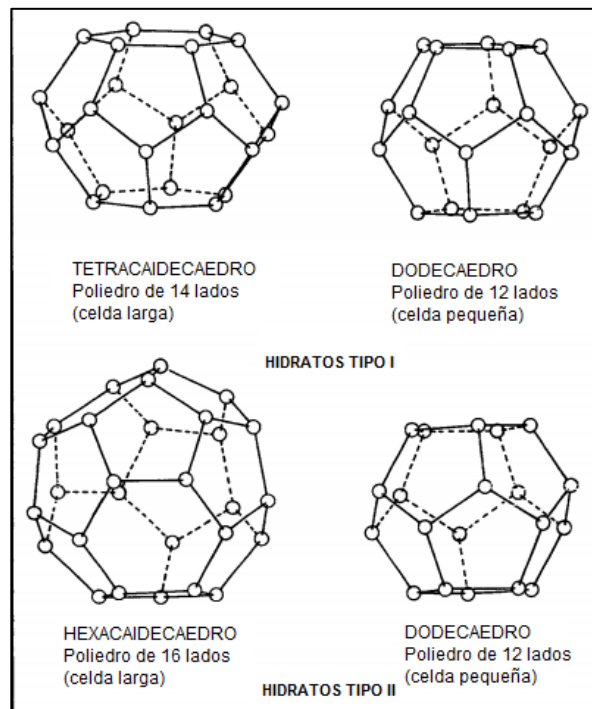
Los hidratos han sido clasificados por la disposición de las moléculas de agua en el cristal, y por lo tanto por su estructura cristalina (Carroll, 2003). La estructura cristalina está compuesta de poliedros de moléculas de agua asociadas a hidrógeno, estos poliedros contienen al menos una molécula huésped cada uno. Las jaulas son estabilizadas por las fuerzas Van der Waals entre las moléculas de agua y la molécula huésped atrapada (Sloan, 1998).

Los hidratos de gas presentan estructuras tridimensionales complejas en las que las moléculas de agua forman cavidades dentro de las cuales se entrapan las moléculas huéspedes. A diferencia del hielo, en el que las moléculas de agua se unen formando anillos de seis miembros, es decir, un patrón hexagonal, en los hidratos de gas, éstas se organizan formando anillos de 5 o 6 moléculas. Esta

condición permite que las moléculas de agua puedan dar lugar a las estructuras cristalinas de los hidratos de gas.

Solo unos pequeños tipos de enrejados podrían formarse dependiendo del tipo de molécula huésped. Estos enrejados se organizan dentro de diferentes estructuras de Hidrato conocidas como estructura I (sI), estructura II (sII) y estructura H(sH) (Sloan,1998), ver Figura 1. A condiciones de mayores presiones y/o menores temperaturas a las presentes en ambientes naturales, las estructuras cristalinas de estos compuestos son completamente diferentes (Makogon, 1997). El gas Metano forma hidratos de estructura sI, mientras que el gas natural usualmente forma hidratos de estructura sII (Carroll, 2003). A continuación se describen con mayor detalle estas estructuras.

Figura 1. Las jaulas poliedrales de tipo I y tipo II



Tomado y Modificado de Carroll, 2003

5.2.1 Estructura tipo sI

Los hidratos de gas sI contienen 46 moléculas de agua por celda unitaria organizadas en dos cavidades de dodecaedro y seis cavidades medianas con tetradecaedro cúbico, las cuales pueden alojar más de ocho moléculas huésped de hasta 5, 8 Å de diámetro (Sloan, 1998). Los hidratos de gas sI se forman generalmente por moléculas más pequeñas, tales como Metano, Etano y Dióxido de carbono y sulfuros de Hidrógeno (Carroll, 2003) y estos a su vez pueden ocupar pequeños y grandes enrejados, mientras que el Etano debido a su mayor tamaño molecular solo pueden ocupar grandes jaulas. Todos los gases moleculares con tamaños en el rango de 3.73 -4.33 Å (Dermibas, 2010)

5.2.2 Estructura tipo sII

La estructura del tipo sII es significativamente más complicada que la del tipo sI. Los hidratos del tipo II son construidos también a partir de dos tipos de enrejados (Carroll, 2003). Las unidades de las estructuras del Hidrato tipo II son (1) Dodecaedro, un poliedro de doce caras, donde cada cara es un pentágono regular y (2) Hexacaidecaedro, un poliedro de dieciséis lados con doce caras pentagonales y cuatro caras hexagonales (Carroll, 2003). Las jaulas dodecaédricas son más pequeñas que las jaulas de Hexacaidecaedro. Esto permite la inclusión de Propano e Isobutano en adición al Metano y Etano (Dermibas, 2010).

La figura No. 1 muestra la estructura del hidrato sII de cristales cúbicos conteniendo diez y seis cavidades 5^{12} y ocho cavidades mayores $5^{12} 6^4$, esta notación indica la forma del poliedro que hace parte de la celda cristalina. El coeficiente indica el número de lados que poseen las caras, y el superíndice la cantidad de caras de ese tipo que contiene el poliedro y de esta manera un poliedro de $5^{12} 6^4$ esta formado por 12 caras pentagonales y 4 caras hexagonales.

5.2.3 Estructura tipo sH

Los tipos de hidrato H son menos comunes que los de tipo sI y sII (Carroll, 2003), contienen 34 moléculas de agua por celda unidad organizados en tres cavidades dodecaedrales pentagonales, con capacidad para moléculas huésped, tales como isopentano (Dermibas, 2010). La celda unitaria se forma por la combinación de tres tipos de estructuras hexagonales: tres cavidades pequeñas (dodecaedro, 5^{12}), dos medianas (dodecaedro irregular, $4^3 5^6 6^3$) y una grande (icosaedro irregular, $5^{12} 6^8$), la cual puede ser ocupada por butano, neohexano, cicloheptano o moléculas de mayor orden (Thakur y Rajput, 2011).

La saturación de Metano de 99% ha sido reportado en muchos lugares (Kvenvolden, 1988). Hidratos con composición mixta de Metano y gases moleculares mayores como Etano y Propano han sido identificados en el Golfo de México (Brocks et al, 984 en Thakur y Rajput, 2011) y en el Mar Caspio (Ginsburg et al 1992 en Carroll, 2003). La estructura cristalina sH ha sido identificado en el Bush Hill en el Golfo de México (Sassen y Macdonal, 1994 en Dermibas, 2010) y en el margen de Cascadia (Hailong et al. 2007 en Dermibas, 2010). En la tabla No 1 se presenta la estructura y componentes de gases formadores de hidratos

Tabla 1. Componentes Primarios y Secundarios Estructura de los hidratos de gas

TIPO DE ESTRUCTURA	COMPONENTE PRIMARIO	COMPONENTE SECUNDARIO
sI	Esencialmente puro Metano ó Etano	Trazas de otros gases Formadores de hidratos
sII	Metano	Etano, Propano, Sulfuro de Hidrogeno, Dióxido de Carbono
sH	Pequeñas cantidades de Gases formadores de hidratos	Hidrocarbonos con más de 4 átomos de Carbono

Tomado y modificado de Max, 2003

5.3 ORIGEN DE LOS HIDRATOS DE GAS

5.3.1 Fuente del Gas

El Metano puede ser formado a partir de un decaimiento microbiológico de materia orgánica en ausencia de Oxígeno o por un origen termogénico. El Metano en los hidratos de gas es predominantemente generado por degradación anaeróbica bacteriana de materia orgánica en ambientes de bajo Oxígeno. El gas bacteriano formado durante la diagénesis temprana de materia orgánica puede ser parte de un hidrato de gas en sedimentos de plataforma continental. Hay formas de hidrato tanto en espacios de poros primarios y secundarios como en minerales diagénéticos (Sloan, 1998). Los hidratos de metano se forman a bajas temperaturas y altas Presiones, donde hay presente suficiente gas, y en general, hay dos tipos de ambientes geológicos: en el Ártico, con formas de hidratos en el Permafrost, y entre el fondo oceánico y profundidades de agua superiores a 500 metros.

La formación de hidratos requiere de tres condiciones:

1. La correcta combinación de temperatura y presión: La formación de hidratos de gas es favorecida por bajas temperaturas y altas presiones.
2. Deben estar presentes los formadores de hidratos: Entre estos tenemos Metano, Etano y Dióxido de Carbono.
3. La suficiente cantidad de agua.

Otros fenómenos que afectan la formación de los hidratos comprenden:

1. Turbulencia: Regiones donde la velocidad del fluido es alta, son favorecidas con la formación de los hidratos de gas. Esto hace que los

choques entre partículas se vuelvan particularmente susceptibles a la formación de los hidratos de gas.

2. Sitios de Nucleación: En términos generales, un sitio de nucleación es un punto donde una fase de transición es favorecida, y en este caso la formación de un sólido a partir de una fase fluida (Carroll, 2003).
3. Agua libre: Es notable recalcar que esta no es una condición necesaria para la formación de hidratos de Metano, pero la presencia de agua-libre ciertamente mejora la formación de hidratos de gas.

El comportamiento termodinámico de los sistemas de hidrato forma la base para la comprensión de los mecanismos de formación de hidratos. El fenómeno dependiente del tiempo de la cinética de formación de hidratos se describe mediante la aplicación de las teorías de cristalización incluyendo la nucleación, el crecimiento, la aglomeración y la rotura. Hasta el momento, los fenómenos más estudiados para la formación de los hidratos de gas son la nucleación y los procesos de crecimiento (Sloan, 1998).

5.3.2 Estado del Arte para la Nucleación de Hidratos

La nucleación es un fenómeno microscópico donde los grupos de núcleos de agua-gas crecen y se dispersan hasta un tamaño crítico. La nucleación puede ocurrir espontáneamente (nucleación homogénea), o puede ser inducido alrededor de impurezas (nucleación heterogénea). En contraste con la nucleación primaria donde comienza la nucleación sin cristales presentes, la nucleación secundaria se produce en las proximidades o alrededor de cristales en crecimiento en el sistema (Mienert *et al* ,1998)

El tiempo a partir del primer contacto del gas-líquido hasta la primera detección de una fase de hidratos es llamado tiempo de inducción. En estudios macroscópicos, el tiempo de inducción ha sido usado como una medida del periodo de nucleación

(Skovbor 1993, Monfort and Nzihou, 1993, Yousif, 1994, Natarajan, Bishnoi and Kalogerakis, 1994 en Thakujr y Rajput, 2011).

En 1991, Sloan y Fleyfel presentaron un mecanismo molecular de la nucleación de los hidratos de gas en hielo (Sloan, 1998) El mecanismo se basa en observaciones de formación de hidratos de Metano y Kriptón de hielo, donde los tiempos de inducción de estos se observaron en contraste a los tiempos de inducción para los hidratos de Etano. Sloan y Fleyfel sugirieron que en una superficie de hielo, las moléculas de agua libres se reorganizan alrededor de una molécula huésped para formar una jaula inestable. Las moléculas de Metano y Kriptón, que entran en esta jaula, oscilan entre las jaulas de *sl* y *sII* antes de que las jaulas alcancen un tamaño de núcleos estables. El Etano no experimenta el tiempo de inducción ya que estabiliza las grandes jaulas de *sl*, y por lo tanto, el Etano no induce oscilación entre las jaulas pequeñas. Yousif (1994) argumenta que la formación de hidratos siempre se inicia mediante la estabilización de las grandes jaulas de *sl* y *sII*, independientemente del tamaño de la molécula huésped.

Christiansen y Sloan en el año 1994 ampliaron el mecanismo de Sloan y Fleyfel (1991) para explicar la formación de hidratos en agua líquida. Sugirieron cuatro etapas; especies moleculares, grupos lábiles, aglomerados metaestables y los núcleos estables. Como el gas se disuelve en agua, moléculas de agua con enlaces de hidrógeno se reúnen alrededor de la molécula huésped para formar grupos lábiles (Sloan *et al* 2008). En general, el fenómeno de nucleación de hidratos es resumido a continuación:

- Los tiempos de inducción son estocásticos, es decir situaciones o modelos que contienen un elemento aleatorio, por lo tanto, impredecible y sin un patrón estable

- La formación de Hidratos es menos estocástica si se presentan altas fuerzas de conducción y con un constante enfriamiento .
- Los tiempos de inducción de Hidratos en agua son aproximadamente proporcionales al desplazamiento a partir de condiciones de equilibrio (p.e subenfriamiento). Otras variables, las cuales afectan la nucleación incluyen el tamaño del huésped y la composición, geometría, superficie de área, contaminante de agua y grado de agitación o turbulencia.
- Dos tipos de hipótesis para la nucleación de Hidratos se han propuesto y se sintetizan a continuación
 - Grupos lábiles: moléculas de agua se organizan alrededor de una molécula de soluto disuelta en una estructura de “prehidrato”.
 - Estructuramiento local: la estructura de “prehidrato” consiste en estructuras hospedantes de agua ordenadas localmente mayor a una cavidad de Hidrato individual.
- Formación de núcleos de Hidratos (a partir de liquido acuoso) aparecen como nucleación heterogénea, usualmente a una interface (cualquier fluido + solido, gas + líquido o liquido + liquido)

5.3.3 Estado del Arte del Crecimiento de los Hidratos

Después de la naturaleza estocástica de la nucleación del cristal de hidrato, la cuantificación del crecimiento de los hidratos provee alivio para el modelamiento de la formación de los hidratos. Sin embargo, solo una limitada cantidad de datos precisos existen para la rata de crecimiento del cristal luego de la nucleación. La mayoría de los parámetros de nucleación (desplazamiento a partir de condiciones de equilibrio, área superficial, agitación, historia del agua y composición del gas) continúan siendo importantes en el crecimiento del cristal.

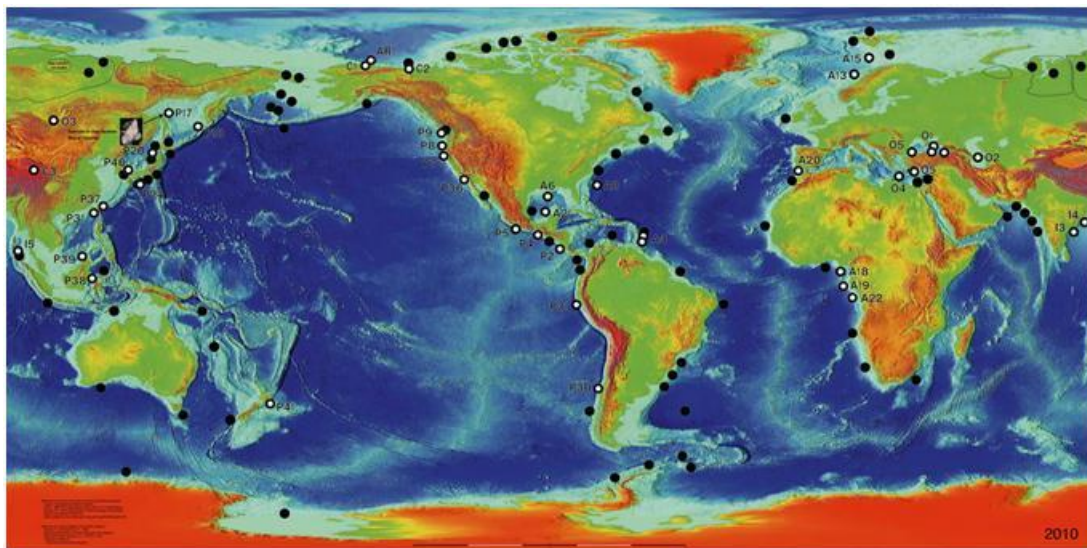
En general, el fenómeno de crecimiento de hidratos es resumido a continuación:

- Los datos de crecimiento de hidrato y el modelamiento son más sostenibles en un fenómeno de nucleación. En particular, los datos de crecimiento (después de la nucleación) parecen ser lineales como 100 min en datos (Englezos *et al* 1987).
- Cualquier modelo de crecimiento existente han sido demostrado para encajar solo en los datos sobre los parámetros en que se basaron. La mayoría de los datos se obtuvieron en reactores de altas presiones y pueden no aplicar para las ratas de formación en una tubería.
- La mayoría de los datos sobre los cuales los modelos son basados son obtenidos para sl, mientras que la mayoría de los hidratos en tuberías están en sll debido al Propano, uno de los mayores constituyentes de los Hidrocarburos naturales.

5.4 DISTRIBUCION GLOBAL HIDRATOS DE GAS

Existen principalmente dos ambientes en donde podemos encontrar hidratos de gas , el primero se encuentra bajo el llamado permafrost, la capa de suelo congelada permanentemente en el Ártico en condiciones de presión con profundidades de algunos cientos de metros y de temperatura relativamente baja. El otro ambiente de formación donde se pueden localizar los hidratos de gas son los sedimentos marinos que se encuentran en los márgenes continentales pero en condiciones de mayor presión, con profundidades de entre 1 y 4 Km además de presentar mayores temperaturas que con respecto al permafrost (Ver Figura 2)

Figura 2. Distribución de las ubicaciones donde se ha extraído hidratos de gas



Tomado de Kvenvolden *et al*, 2001 <http://walrus.wr.usgs.gov/globalhydrate>

5.5 CONDICIONES DE ESTABILIDAD DE HIDRATOS DE METANO

Termodinámicamente, los hidratos de gas son estables bajo condiciones de altas presiones y bajas temperaturas (Sloan, 1998). Factores como la concentración suficiente de gas, la solubilidad del gas en el agua y la fuerza iónica del agua son importantes para la formación de los hidratos de gas (Kvenvolden, 1985). Los depósitos naturales de hidratos involucran principalmente Metano, y se producen en dos ambientes geológicos muy diferentes, sobre temperaturas necesariamente bajas y altas presiones importantes para su formación y estabilidad: en el permafrost y en los sedimentos oceánicos profundos (Dermibas, 2010).

En la mayoría de las regiones del mundo las condiciones necesarias de Presión-Temperatura se cumplen; sin embargo los hidratos de gas son más propensos a formarse sólo en los márgenes continentales, donde las grandes cantidades de carbono orgánico y la concentración de Metano de los fluidos, suplen el Metano necesario para la formación de hidratos de gas (Thakur y Rajput, 2011). El gas

Metano en las regiones profundas de la Tierra queda atrapado en las cavidades presentes en la red cristalina de las moléculas de agua bajo moderada presión y temperaturas bajas, tales condiciones son prevalentes en el Permafrost. Cualquier cambio a la temperatura y/o la presión, en la superficie o en el área adyacente al hidrato, podría afectar el espesor de la zona de estabilidad (Dermibas, 2010)

Entre los factores que afectan la cristalización y estabilidad de hidratos de gas se encuentran igualmente el espesor de la columna de agua, el potencial generador de Metano, el gradiente hidrotermal, la conductividad térmica de los sedimentos, el flujo de calor, la composición del gas disponible, las rutas de migración para el gas y/o el agua, la presencia de rocas reservorio y sello, y la salinidad del agua poral (Kvenvolden, 1993, en Thakur y Rajput, 2011)

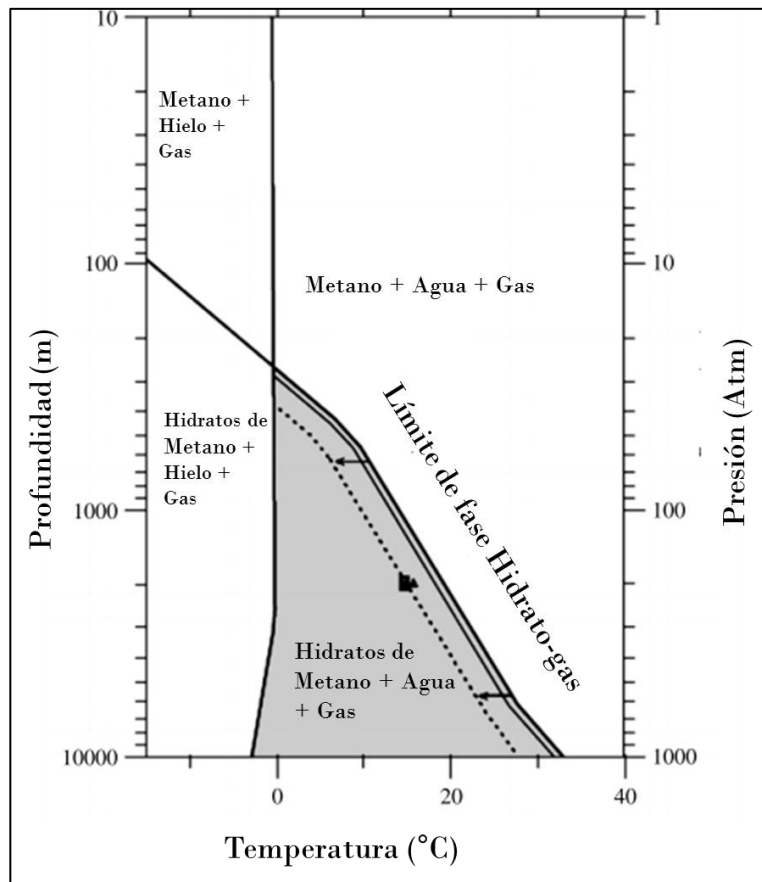
5.5.1 Disponibilidad de Metano

La solubilidad del Metano determina la cantidad mínima de éste, requerida para formar hidratos de gas. Este valor en el agua es de 0.045% v/v. La solubilidad del Metano en ausencia de hidratos, aumenta a medida que disminuye la temperatura y aumenta la presión, tal como es descrito por la ley de Henry para la solubilidad de sustancias en estado gaseoso (Osegovic et al., 2006, en Thakur y Rajput, 2011).

El gas disuelto puede coexistir a altas temperaturas con gas libre o, a bajas temperaturas y altas presiones, con hidratos de gas sólidos (ver Figura 3). Igualmente, en los polos geográficos, donde la temperatura está por debajo del punto de congelación, se encuentran coexistiendo dos fases, la de hidratos de gas y la de gas Metano (Dermibas, 2010). En los trópicos, en la zona de estabilidad coexisten hidratos de gas y agua. Dependiendo de la abundancia de agua, esta puede presentarse como una fase líquida o como hielo, dependiendo de las condiciones de temperatura del medio.

La presencia de hidratos facilita la formación de cristales posteriores, debido a que la concentración de equilibrio en agua aumenta junto con la temperatura generada por la cristalización (Carroll, 2003). El pico de solubilidad para el Metano se presenta a lo largo del equilibrio de las tres fases (hidratos de gas, gas libre y agua) y coincide con la base de la zona de estabilidad de los hidratos. Dentro de esta zona, la solubilidad no depende de la presión y sólo aumenta junto con la temperatura.

Figura 3. Diagrama de fase límite demostrando el campo de estabilidad de los hidratos de gas



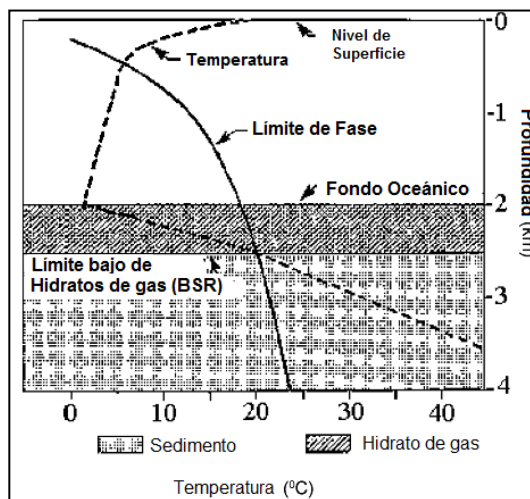
Tomado y Modificado de Dermibas, 2010

5.5.2 Condiciones de Presión y Temperatura

La profundidad a la cual se encuentra la base de los hidratos de gas aumenta al incrementarse la profundidad del agua (Thakur y Rajput, 2011). Para estimar la profundidad de la base de los hidratos de gas, debe conocerse el régimen de estos hidratos en función de la presión y temperatura. De esta manera estimando la presión en un área determinada y el gradiente de temperatura es posible estudiar el régimen de estabilidad de los hidratos de gas en función de la profundidad (Shankar, 2010)

La Figura 4 muestra la zona desde el fondo marino a una profundidad de hasta unos pocos cientos metros, donde los hidratos de gas son estables. La línea sólida representa la curva de la fase pura del hidrato de Metano con la presión convertida a profundidad asumiendo condiciones hidrostáticas en agua. La línea intermitente representa la curva hidrotermal como una función de profundidad. El punto donde la curva de las condiciones en los sedimentos (línea intermitente) cruza el limite de fase o fase pura de Metano será donde, en profundidad, los hidratos de metano son estables (Shankar, 2010).

Figura 4 Condiciones de estabilidad de los hidratos de gas



Tomado y modificado de *Current, 2003*

En la base de la zona de estabilidad del hidrato de gas (BGHSZ del inglés *Base of gas hydrate stability zone*), el hidrato de gas empieza a disociarse. El hidrato es confinado encima de BGHSZ, mientras que el gas libre está debajo de BGHSZ. El límite inferior de la ocurrencia de hidratos de Metano está determinado principalmente por la profundidad del agua, la temperatura del fondo oceánico y gradiente geotérmico del área. Otros controles incluyen la salinidad del agua de poro y la composición del gas (Sloan, 1998).

5.5.3 Presión Hidrostática

La presión atmosférica es máxima al nivel del mar, cerca de una atmósfera (1 atm= 101,325 kPa). El peso del agua en el mar crea presión, y debido a que el agua es también pesada, la presión cambia rápidamente acercándose a una atmósfera por cada 10 metros de profundidad. Entonces la presión a 100 metros debajo del mar es 1.012.25 kPa. Alrededor de 1000 metros de profundidad la presión ejercida por el agua supera la presión necesaria para el hidrato de gas se estabilice (Thakur y Rajput, 2011)

5.5.4 Gradiente Hidrotermal

Las temperaturas de los océanos varían en un rango desde 30°C en los trópicos a cerca del punto de enfriamiento 0°C para regiones Polares. Las aguas cálidas en el Océano abierto son restringidas a profundidades de 100 a 200 metros, y su temperatura no varía gracias a las corrientes oceánicas. La capa termoclina⁵ va desde 200 hasta 1000 m de profundidad y su temperatura disminuye rápidamente hasta llegar a 5 o 3°C en su parte inferior (Dermibas, 2010). Esta capa alcanza su máxima profundidad en latitudes medias y es más somera en el Ecuador y en sus límites norte y sur; es ausente en algunas regiones polares donde el gradiente hidrotermal es máximo. El gradiente de temperatura varía de 0.2 a 0.5°C por 100

⁵Capa dentro de un cuerpo de agua o aire donde la temperatura cambia rápidamente con la profundidad.

m. Por debajo de la curva termoclina, a profundidades de 1000 a 2000 m, la temperatura es prácticamente constante alrededor de 3 o 4°C.

5.5.5 Gradiente Geotérmico

El Gradiente geotérmico está definido de acuerdo con la siguiente expresión:

$$[\Delta T] = \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = \left(\frac{T_2 - T_1}{\Delta z} \right)$$

En la cual : T1 y T2 son dos puntos de lectura de temperatura, separados por una distancia Δz . Se trata de una cantidad vectorial dependiente de la distribución de la temperatura en tres dimensiones. Matemáticamente el gradiente máximo $\frac{\partial T}{\partial z}$ es la derivada parcial en la dirección z de la diferencia de temperatura con respecto a la profundidad.(Kvenvolden,1985) En la práctica significa que se debe amarrar la temperatura en, al menos, dos puntos de profundidades conocidas: uno de estos está en el subsuelo y debería coincidir con el dato más profundo posible (T2); mientras que el otro punto deberá estar lo más cercano a superficie (T1). El gradiente geotérmico depende de la propiedades térmicas de las rocas y del contexto tectónico. Se presentan gradientes geotérmicos altos (>5°C/100 m) en zonas de expansión oceánica y valores bajos (1.2-1.8°C/100 m) en zonas de subducción tectónica.

5.6 IDENTIFICACION DE LOS HIDRATOS DE GAS EN EL SEDIMENTO

Existen cuatro tipos de indicadores de la presencia de hidratos de gas en una zona:

- Indicadores geofísicos
- Indicadores geológicos
- Indicadores geoquímicos
- Indicadores de mediciones en el sitio.

5.6.1 Indicadores geofísicos

Los indicadores geofísicos que permiten inferir la presencia de hidratos de gas incluyen el Reflector Paralelo al Fondo Marino (*BSR*, del inglés *Bottom Simulating Reflector*), el Reflector Doble Paralelo al Fondo Marino (*DBSR*, del inglés *Double Bottom Simulating Reflector*), el aumento de la reflexión sísmica debajo del BSR, las chimeneas sísmicas, los montículos de hidratos de gas y los blanqueamientos en la amplitud por encima del BSR.

5.6.2 Reflector Paralelo al Fondo Marino (BSR)

El *Bottom Simulating Reflector* (BSR) es un reflector que simula acústicamente la superficie del fondo oceánico y generalmente se detecta, por métodos sísmicos, a una profundidad equivalente de 0.5s tiempo doble de tránsito (TWT, del inglés Two-way Time) por debajo de éste. Su origen es debido a la discontinuidad que se produce entre los sedimentos que contienen gas hidratado (encima del BSR) y los que contienen gas libre (bajo el BSR). Se identifica en las secciones sísmicas debido a un cambio de polaridad respecto de la reflexión del fondo marino, consecuencia de un salto negativo de la impedancia acústica (Shipley, 1979)

Al objeto de caracterizar los reflectores susceptibles de ser considerados BSR, se ha aplicado un criterio genérico que cumpla los siguientes requisitos:

- La geometría es subparalela al fondo Oceánico
- Cruza a lo largo de los estratos con buzamiento
- Polaridad invertida con respecto al fondo oceánico

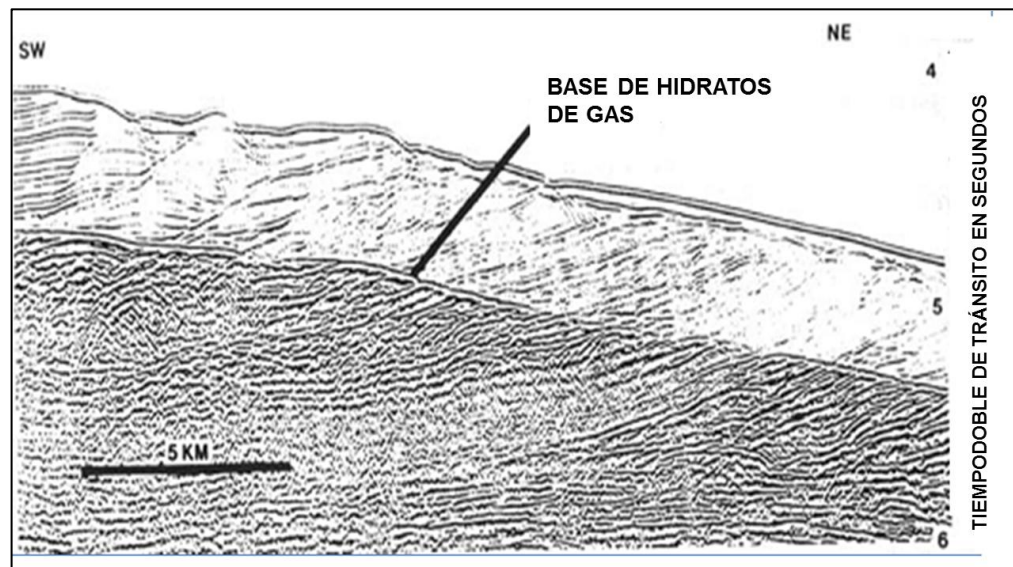
Se considera este reflector como el correspondiente a la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas predicha a partir de las condiciones de presión y temperatura en el fondo marino (Shipley et al., 1979, en Thakur y Rajput, 2011). En caso de no presentarse un BSR, deben utilizarse datos geológicos o

geoquímicos para identificarla existencia de hidratos de gas. Debido a que los hidratos de gas se forman bajo ciertas condiciones termobáricas, el BSR no representa un límite estratigráfico específico.

Al BSR se le ha otorgado un grado de fiabilidad del 76% como característica indicadora y ha sido el principal criterio de exploración de este tipo de depósitos (Thakur y Rajput, 2011)

En la figura No. 5 muestra el perfil de reflexión a partir de la cresta del Blake Outer Ridge en el Este de los Estados Unidos, el fuerte reflector simulador de fondo (BSR) es inferido a representar la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas (BSGHZ). El blanqueamiento de los estratos cortantes encima del BSR es probablemente debido a la presencia de los hidratos de gas.

Figura 5 Reflector simulador de Fondo Oceánico (BSR)



Tomado y Modificado de Shipley, 1979

La base de la zona de estabilidad de los hidratos de metano en la mayoría de los casos coincide con el BSR, sin embargo, la base no siempre está marcada de forma uniforme, con una reflexión única de fase. Particularmente, si hay fuertes reflectores litológicos cruzando el BSR, la polaridad de este puede ser difícil de

identificar. También se tiene reporte de hidratos de gas recuperados (por perforaciones científicas) de zonas donde no se tiene regionalmente BSR (por ejemplo, el Golfo de México y el delta del Mackenzie. Estas observaciones muestran que si las condiciones de Presión y Temperatura son favorables para la formación de hidratos de gas, y hay abundancia de agua y de gases formadores de hidratos, la ausencia de BSR no debe ser considerada como evidencia de que no hay BSR (Riedel, 2010)

5.6.2.1 Variabilidad BSR

La configuración geológica y geodinámica de las regiones propensas a contener hidratos de gas, ejercen el control definitivo sobre la formación del BSR y la inferida distribución de los hidratos de gas. Lin *et al* (2009), describe el BSR de acuerdo a la relación que presentan con la topografía, las características estructurales y la posición relativa con los elementos geológicos.

Los autores presentan una clasificación con ejemplos de datos reales y sintéticos, donde los más destacados se muestran a continuación.

➤ BSR tipo cinturón (Rydge-Type BSR)

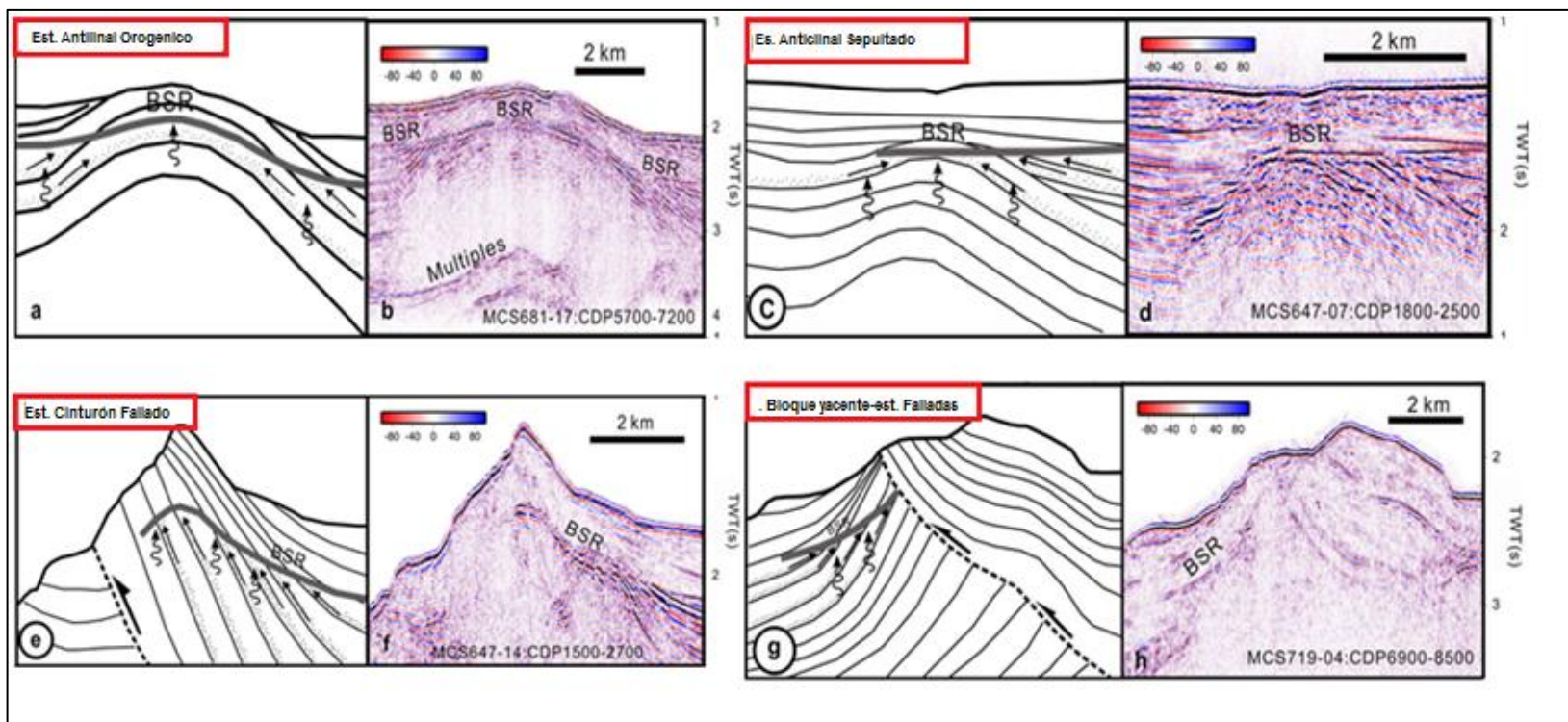
Se encuentra en márgenes convergentes, en el prisma de acreción, sobre el borde de la placa suprayacente cubierto por sedimentos, haciendo parte de la estructura compresional con anticlinales y fallas de cabalgamiento, ver figura 6.

- Clase I o BSR en estructuras anticlinales orogénicas (BSR in anticlinal ridge structures): se forman bajo la cresta de un cinturón activo de anticlinales. Es el más extenso en cuanto a su área en el grupo de BSR tipo cinturón.
- Clase II o BSR en estructuras anticlinales sepultadas (BSR in buried-anticline structures): se forman bajo estructuras anticlinales inactivas, cubiertas por sedimentos subhorizontales sin expresión geomorfológica

superficial (b). Estos BSR cortan la estratificación en los flancos de las estructuras plegadas.

- Clase III o BSR en estructuras de cinturones fallados (BSR in thrust-ridge structures): se desarrollan en los sedimentos del bloque colgante de una falla de cabalgamiento, que forma un cinturón batimétrico
- Clase IV o BSR en el bloque yacente de estructuras falladas (BSR in thrust-footwall structures)

Figura 6 Ilustración esquemática (a,c,e,g), y perfil sísmico sin interpretar (b,d,f,h) de los cuatro subtipos de BSR tipo Cinturón



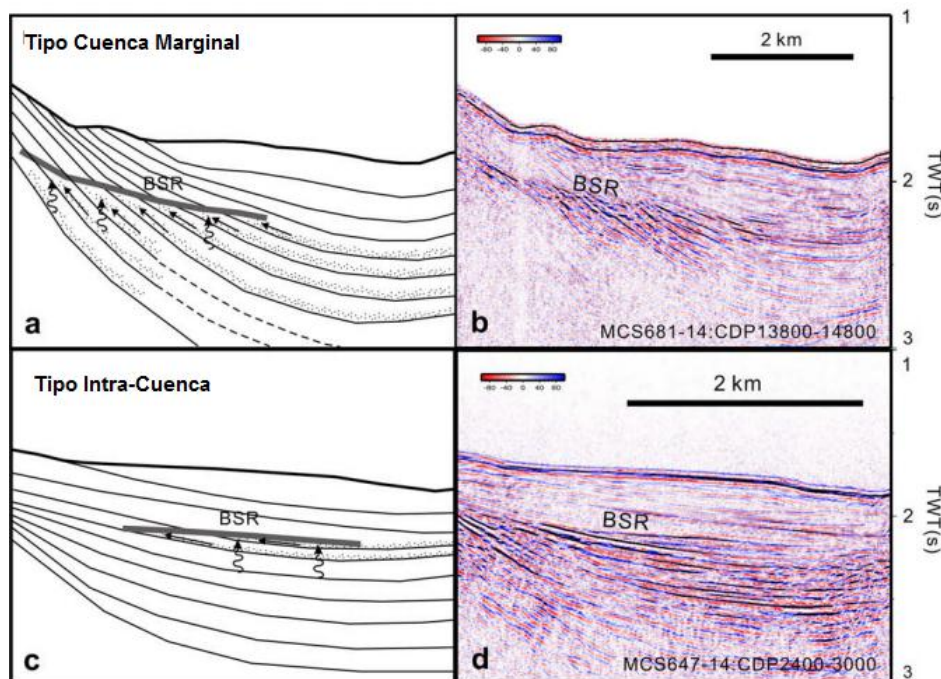
Tomado y Modificado de Lin et al, 2009

➤ BSR tipo cuenca (Basin-Type BSR)

Se presentan a lo largo de cuencas de plataforma continental en el bloque colgante de las fallas inversas o en el interior de las cuencas. Incluye dos clases de BSR:

- BSR tipo cuenca marginal (Basin-margin type): Donde el buzamiento de las capas es mayor que en interior de la cuenca, por lo que el BSR corta la estratificación (ver Figura 7, a).
- BSR tipo intracuenca (Intra-basin type): presenta una mayor dificultad para su identificación debido a que es prácticamente paralelo a la estratificación (ver Figura 7, b)

Figura 7 Ilustración esquemática (a,c), y perfil sísmico sin interpretar (b,d) de los dos subtipos de BSR tipo Cuenca.



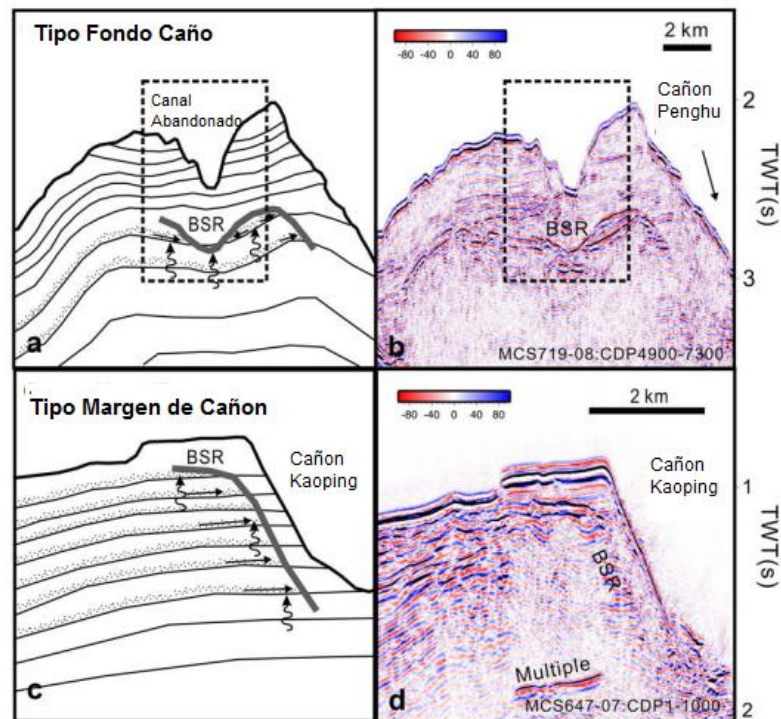
Tomado y Modificado de Lin *et al*, 2009

➤ BSR tipo cañón submarino (Submarine-Canyon Type BSR)

Se presentan bajo cañones, en los que el fondo marino y los estratos marinos son discordantes. Abarca dos clases de BSR:

- BSR tipo fondo de cañón (Canyon-floor type): se forma un sinclinal aparente bajo el canal levantado y abandonado de la sección sísmica (ver Figura 8, a). Esta estructura sísmica se forma debido a que la velocidad de propagación de las ondas sísmicas es menor en el agua del mar que en las paredes del cañón.
- BSR tipo Margen de cañón (Canyon-Margin type): se encuentra en los estratos que buzanan en contra del eje del cañón (ver Figura 8, c)

Figura 8 Ilustración esquemática (a,c), y perfil sísmico sin interpretar (b,d) de los dos subtipos de *Submarine-Canyon BSR*.



Tomado y Modificado de Lin et al,2009

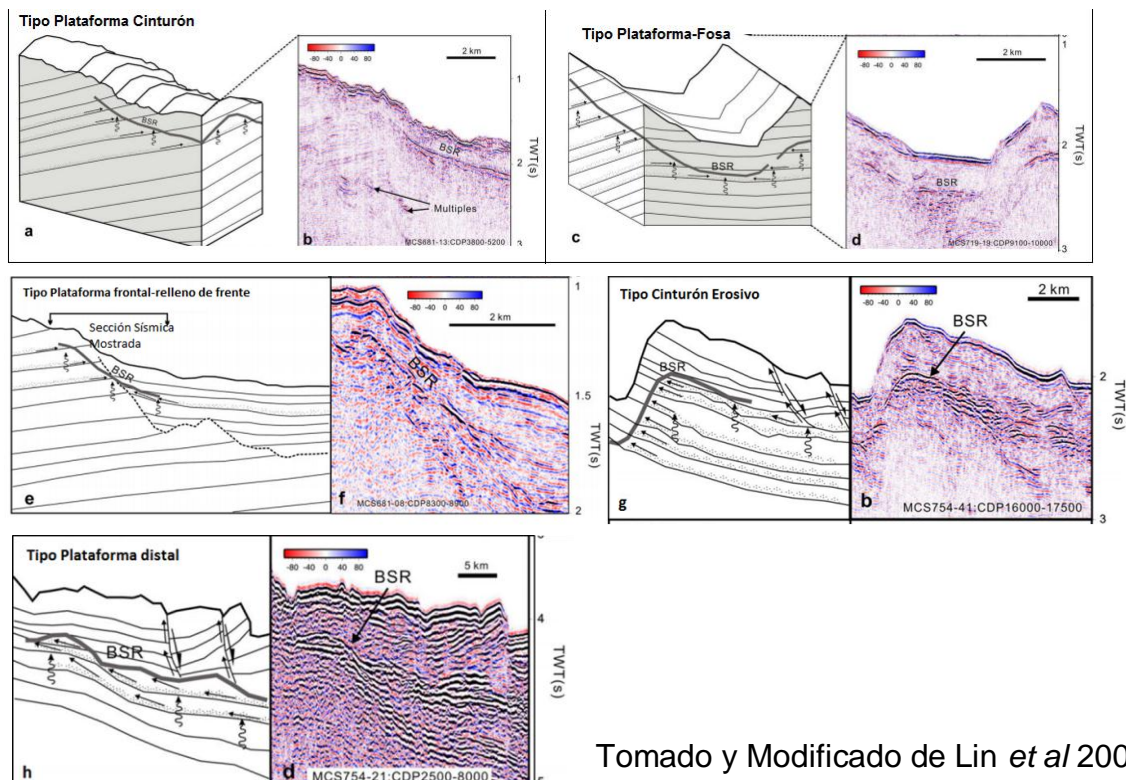
➤ BSR tipo plataforma continental (Continental Slope-Type BSR)

Se localizan frecuentemente bajo relictos erosionales de cinturones o, incluso, bajo pendientes abisales erosivas. Incluye cinco clases de BSR:

- BSR tipo plataforma-cinturón (Slope-ridge type BSR) (ver Figura 9, a).

- BSR tipo plataforma-fosa (Slope-trough type BSR): al igual que el BSR tipo plataforma-cinturón, en su estructura, los estratos inclinados se truncan bajo la plataforma y está asociado con las fallas normales buzantes hacia el mar (ver Figura 9 b).
- BSR tipo plataforma frontal-relleno de frente (Frontal slope-front-fill type BSR): se ubica entre el área de relleno frontal de plataforma y la plataforma continental (c).
- BSR tipo cinturón erosivo (Erosional-ridge type BSR): al igual que el BSR tipo plataforma distal, se encuentra bajo los relictos erosivos de cinturones a profundidades más someras respecto al fondo marino, comparado con los BSR encontrados en ambientes más cercanos al continente (d).
- BSR tipo plataforma distal (Distal-slope type BSR)

Figura 9 Ilustración esquemática (a,c,e,g,h), y perfil sísmico sin interpretar (b,d,f,h) de los cinco subtipos de BSR Plataforma Continental.



Tomado y Modificado de Lin *et al* 2009

5.6.3 Indicadores geológicos

En orden de establecer el ambiente geológico para la región donde los hidratos de gas son encontrados; se necesita estudiar la distribución y variabilidad del BSR, deposición y distribución de los sedimentos, diapirismo y características de migración de fluidos (Thakur y Rajput, 2011)

Estudios teóricos sugieren que la acumulación de los hidratos de gas en los sedimentos está controlada por la tasa de depositación y naturaleza de los sedimentos almacén, así como las condiciones químicas del agua marina, el gas presente, sitios de nucleación, y la temperatura y presión de los sedimentos.

El emplazamiento de diapiros está controlado por las propiedades físicas de los sedimentos ascendentes y los eventos geológicos que afectan la región, y se generan por una rápida sedimentación, compresión tectónica lateral y/o actividad magmática relativamente creciente. Los hidratos de gas pueden formarse asociados a diapiros, lodos cargados de gas que son una fuente potencial para los hidratos.

El gas se concentra debajo de la zona de estabilidad de los hidratos de gas, el cual actúa como un sello cementado, gracias a que un monolito de hidrato de gas es prácticamente impermeable al agua y al gas, por lo que la formación de hidratos y su acumulación en el espacio poral bloquea los canales de migración de fluidos (Curtis et al., 1993, en Makogon, 1997). El movimiento del diapiro genera fallamiento normal y la elevación temporal de la base de la zona de estabilidad, sin embargo, ésta tiende a volver a su posición original conforme a las condiciones de presión y temperatura. La alta conductividad térmica de un diapiro salino genera una compresión de las isoterms (MacLeod, 1982, en Thakur y Rajput, 2011) y una mayor circulación de iones de cloro y sodio, afectando la zona de estabilidad y generando una elevación de su base.

Los hidratos de gas se forman por migración de fluidos dispersa y/o localizada. Por su parte, la acumulación de los sedimentos puede aumentar la temperatura de los mismos y ocasionar la liberación de gas. El gas asciende a través de algunas capas o fracturas, formando estructuras de escape de fluidos, rompiendo la base de la zona de estabilidad, la cual actúa como un sello debido a la cementación por parte de los hidratos. Las estructuras de migración se han identificado como zonas verticales de atenuación acústica y pueden terminar en diferentes niveles estratigráficos de la región de acumulación de hidratos de gas o, incluso, alcanzar el fondo marino. Las principales características de migración son los alvéolos (*pockmarks*), los volcanes de lodo y las zonas de falla. Estas características se observan generalmente en márgenes convergentes tectónicamente activas (Soloviev y Mazurenko, 2003, en Thakur y Rajput, 2011).

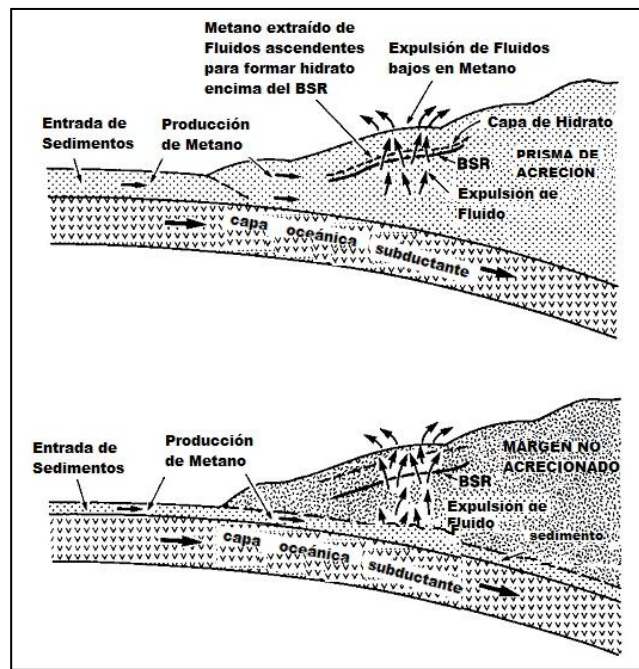
5.6.4 Indicadores geoquímicos

La salinidad promedio del agua marina es de 19.8%, mientras que en los hidratos de gas es de únicamente 0.5 a 3.5%. La cristalización de los hidratos de gas conlleva al enriquecimiento del material adyacente en iones de Cloro (Cl) y sodio (Na) y su empobrecimiento en Oxígeno (O), dado que durante el proceso de formación de los hidratos, los iones disueltos son excluidos de la estructura cristalina, en la que sólo participan las moléculas de agua (Hesse y Harrison, 1981, en Thakur y Rajput, 2011). Igualmente ocurre el fraccionamiento del isótopo pesado de oxígeno hacia la fase sólida del medio, es decir, los hidratos (Hesse, 2003, en Thakur y Rajput, 2011). De esta manera pueden identificarse anomalías geoquímicas de salinidad y de $\delta^{18}\text{O}$ en los poros rellenos por agua en los sedimentos. A mayor profundidad y entre más cercana sea la medición a la capa de hidratos de gas, estas anomalías serán más notables.

5.7 AMBIENTES DE FORMACIÓN DE LOS HIDRATOS DE GAS

Se tienen varios modelos para las condiciones de formación del Metano en los sedimentos, uno de ellos expone la formación a partir de fluidos expulsados en profundidad en una sección sedimentaria (Hyndman, 1992). En el modelo, las capas de hidratos deben ser generalmente permeables al flujo de fluido ascendente ver Figura 10. Este modelo explica la distribución regional de BSRs. En los regímenes deposicionales normales, no hay expulsión de fluido ascendente dentro del campo de estabilidad de los hidratos, de modo que la formación de BSR es escasa. La expulsión de fluidos ascendentes se produce en zonas de subducción y cuñas de acreción, en configuración de márgenes de subducción por encima de los sedimentos y en zonas de subducción donde la rápida deposición da lugar a sedimentos no-consolidados, es en estas áreas donde el BSR en hidratos es comúnmente observado.

Figura 10. Diagrama esquemático ilustrando el modelo de Formación de hidratos a partir de la expulsión de fluidos ascendentes.



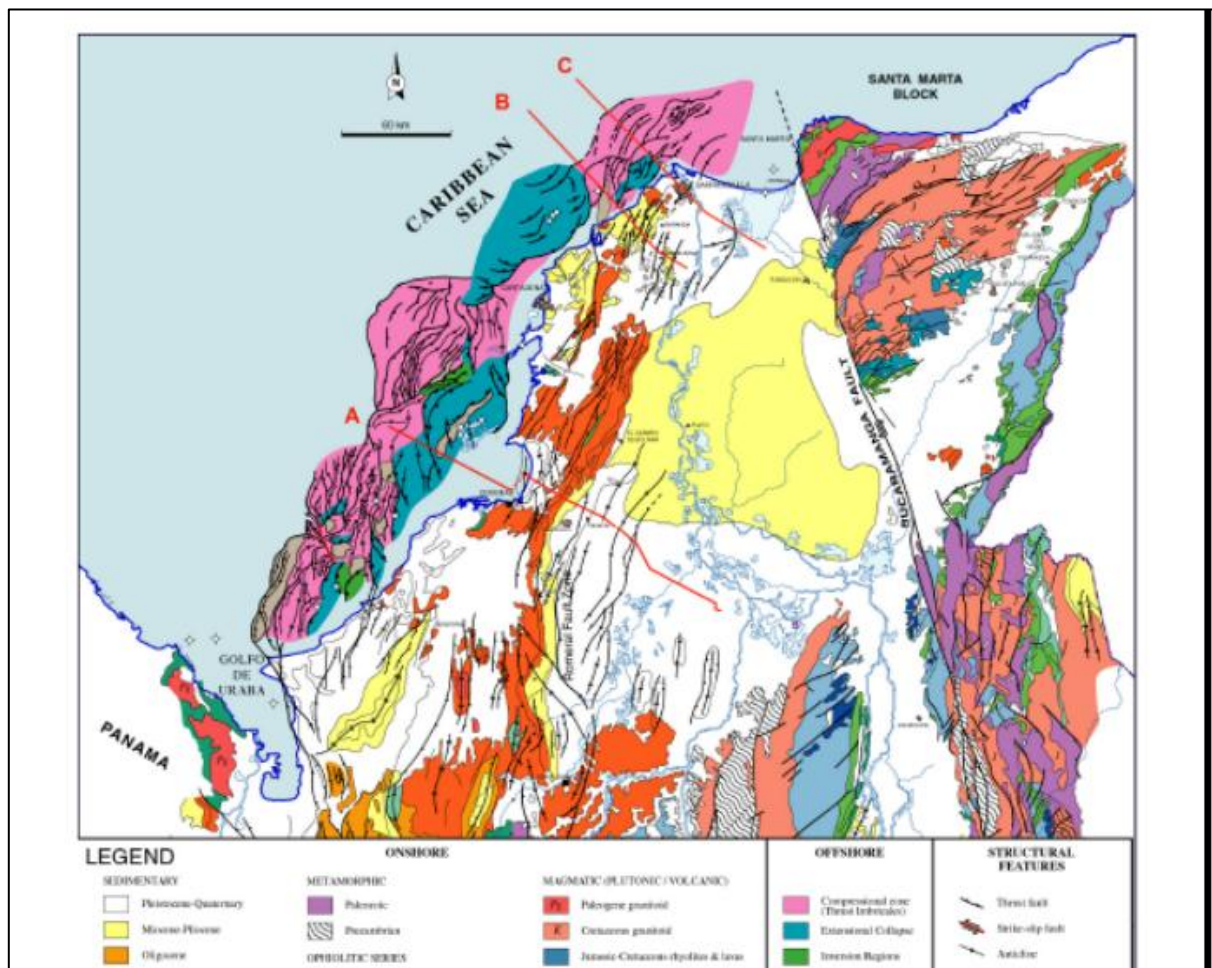
Tomado y modificado de Hyndman, 1992

6 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La estratigrafía del área de estudio varía lateralmente de Oeste a Este y es producto de la evolución tectónica del margen activo Caribe- Suramérica (Duque-Caro, 1972)

Según Ruiz et al 2000 el Noroeste offshore de Colombia puede ser dividido en dos áreas geológicamente distintivas; la “zona de acreción” (área Sur) y la “zona de transpresión – transtensión” (área norte) El estilo estructural de la cuenca del Caribe Sur offshore es muy diferente a la cuenca del Caribe Norte offshore, ver figura 11.

Figura 11. Mapa geológico del Norte de Colombia



Tomado de *Flinch et al 2000*

El area de estudio hace parte de la cuenca Sinú Offshore y la cuenca Baja Guajira, en los siguientes apartes se describirá de forma muy general la estratigrafía y geología estructural para cada una.

6.1 CUENCA SINÚ OFFSHORE

El basamento del complejo acrecionado Sinú-San Jacinto está expuesto al occidente de Urabá, a lo largo del Istmo de Panamá, y localmente hacia la parte sur de la región de Montería (Ingeominas, 1997). El basamento está compuesto por gabros del Cretácico tardío, basaltos, almohadillas de lava intruidas por monzodioritas, monzonitas, sienitas y gabros del Paleoceno. Estos depósitos de la corteza oceánica están superpuestos discordantemente por las facies volcanoclásticas de la Formación Barroso. Esta unidad está compuesta por basaltos y diabasas intercaladas con areniscas y conglomerados que representan retrabajamiento de rocas volcánicas y depósitos volcano-sedimentarios.

6.1.1 Estratigrafía

6.1.1.1 Cretácico-Eoceno

La sección sedimentaria del Cretácico, está superpuesta inconformemente sobre los basaltos, esquistos verdes, gabros y almohadillas de lava de la corteza oceánica, ver columna estratigrafica en figura 12. La unidad más delgada del Cretácico es de edad Coniciano y es referenciado como la Formación Cansona (Ingeominas, 1997); esta es equivalente en tiempo con, y presenta facies similares a, la Formación La Luna de Venezuela (Flinch, J.F., 2003).

La Formación cansona está compuesta de liditas, chert, e intercalaciones de calizas con shales ricos en materia orgánica y lodolitas. La sección de los shales ricos en materia orgánica constituye el miembro Finca Vieja de la Formación Cansona . La Formación Cansona puede alcanzar 150 m de espesor en el área de San Jacinto (Duque-Caro,1973). La sección del Cretácico superior constituye una sección cuyo

ambiente sedimentario se va profundizando a medida que se asciende estratigráficamente, ya que está superpuesta por los shales hemipelágicos del Paleoceno y Eoceno medio con intercalaciones de areniscas turbidíticas y conglomerados de la Formación San Cayetano.

La sección del Paleoceno aflora en el área de Tolú, donde se observa una secuencia grano decreciente compuesta por areniscas de grano fino, limolitas silíceas, y shales grises de la Formación San Cayetano (Duque-Caro y Guzmán,1995). La sección siliciclástica está superpuesta por carbonatos de plataforma de la Formación La Risa del Eoceno consistentes a las calizas de arrecifes.

Las variaciones estratigráficas en la sección del Eoceno entre las áreas de Tolú y Loricá sugieren cambios de facies muy fuertes en el área del Sinú. En la región de Urabá, una unidad volcanoclástica de gran espesor de posible edad Eoceno se superpone inconformemente con la corteza oceánica (Flinch, J.F.,2003)

Figura 12. Columna generalizada cuenca Sinú

		Chenevart 1963	Buena 1970	Duque-Dueñas. 1987		Ingeominas. 1983		Guzmán-et al. Ingeominas 1998. Plancha 37.	Ecopetrol 2001.
		A. San Jacinto	A. Luruaco	A. San Jacinto	A. Luruaco	A. San Jacinto	A. Luruaco		
QUATERNARY	HOLOCENE								
	PLEISTOCENE								
NEOGENE	PLIOCENE	1.81							
		2.58							
	3.60								
	5.33								
	7.1								
MIOCENE	11								
	13.6								
	16.4								
	19.1								
PALEOGENE	OLIGOCENE	23.8							
			Fm. Porquero						
	EOCENE		F. San Jacinto						
			Fm. Arroyo de Piedra						
	PALEOCENE		Fm. Carreto						
			Fm. San Cayetano Sup.						
	UPPER/LATE	65.0							
		71.3							
		83.5							
		85.8							
	93.5								

Tomado y modificado de (Ramírez, 2007)

6.1.1.2 *Oligoceno-Mioceno*

En el área de Sinú-San Jacinto también afloran rocas sedimentarias de edad Neógeno (Duque-Caro, 1979). Muchas de estas unidades están expuestas en superficie y también fueron penetradas por muchos pozos exploratorios. La sección del Oligoceno está compuesta en su mayoría por shales con intercalaciones ocasionales de areniscas en el área continental (Ingeominas, 1977). La Formación Floresanto compuesta por areniscas turbidíticas de aguas profundas, calizas, arcillolitas arenosas, y shales pelágicos con presencia ocasional de capas de conglomerados muy delgadas. La Formación Paujil del Mioceno tardío esta compuesta por areniscas y conglomerados intecalados con shales y algunas arcillolitas que representan depósitos de playa (Flinch, J.F., 2003)

6.1.1.3 *Pleistoceno-Pleistoceno*

La Formación Corpa está compuesta por shales grises y arcillolitas con intercalaciones ocasionales de areniscas y conglomerados. Estos depósitos representan facies de tipo fluvio-deltáico en el occidente y facies fluvio-aluviales hacia el oriente. La sedimentación durante el Plioceno y el Pleistoceno fue controlada por la migración de los paleo-deltas de los Ríos Magdalena y Sinú, y probablemente de otro sistema fluvial principal localizado a lo largo de la región sur de Urabá (Flinch, J.F., 2003). La morfología actual del fondo marino de esta área sugiere la presencia de canales meándricos y complejos de diques de canal de edad Pleistoceno hasta reciente (Pirmez, et al, 1998)

En el Holoceno, el abanico del Magdalena se desarrolló al norte de donde hoy se encuentra su desembocadura. El ascenso más reciente del nivel del mar junto con la actividad tectónica (Pirmez, et al., 1998) aparentemente indujo la migración del abanico del Magdalena de Sur a Norte. El principal suministro de sedimentos al área fue el desencadenado por el levantamiento de los Andes desde el Mioceno, el cual es un proceso que continúa en la actualidad.

6.1.2 Geología Estructural

La complejidad de las interacciones tectónicas entre las placas Caribe y Sur Americana presentes desde el Cretácico, controlaron la evolución tectónica del noroeste de Colombia y los sistemas imbricados del Sur del Caribe (Corredor,2004). El desplazamiento al este de la Placa Caribe con respecto a la Placa Suramericana generó el desarrollo de una serie de provincias estructurales, que de este a Oeste son

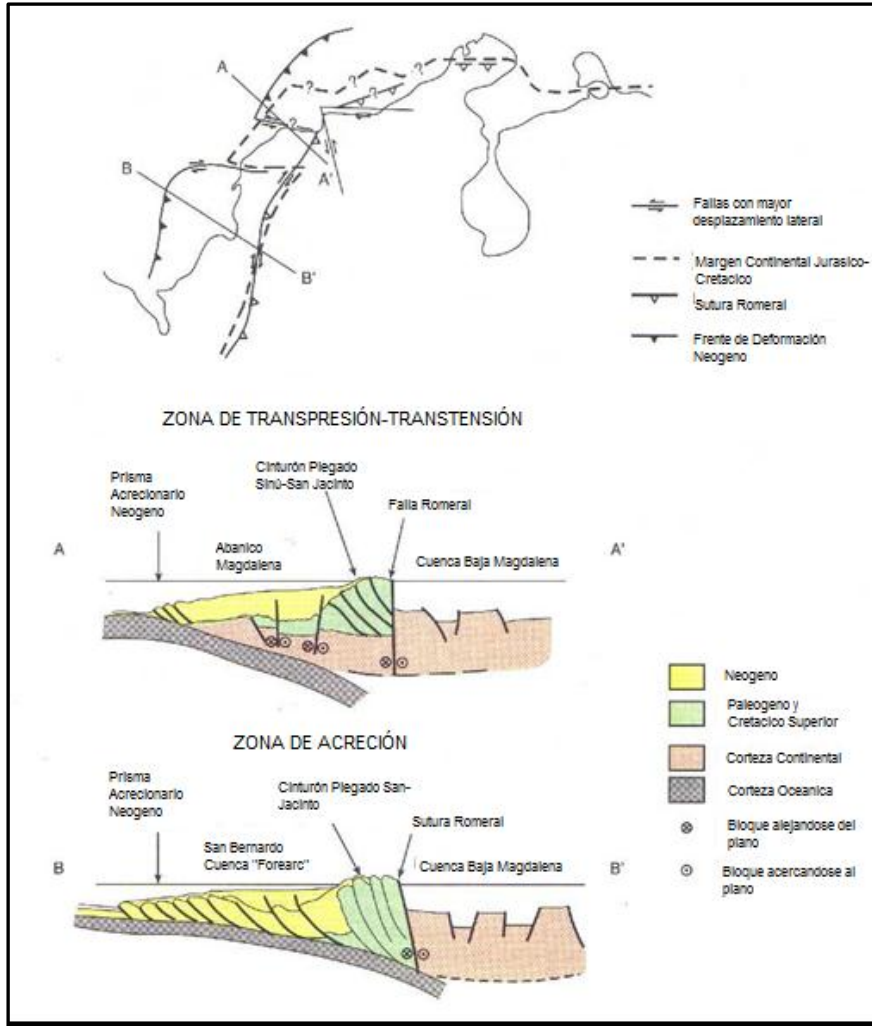
1. La Cuenca del Valle Inferior del Magdalena
2. Cinturón Plegado de San Jacinto
3. La Cuña acrecionada del Sinú
4. La Cuenca de Urabá
5. Arco de Panamá

Estas cinco provincias están separadas por tres estructuras principales (Duque-Caro, H, 1979), ver figura No. 14.

1. El Sistema de Fallas de Romeral (SFR) considerado como la principal paleo-sutura entre el Valle Inferior del Magdalena y el Cinturón Plegado de San Jacinto
2. El Lineamiento del Sinú, entre el Cinturón Plegado de San Jacinto y la cuña acrecionada del Sinú
3. La Falla de Uramita, entre la cuña acrecionada del Sinú y la Cuenca de Urabá

Una de las áreas de interés para este trabajo se encuentra localizada dentro de la zona de acreción o área Sur del Caribe Colombiano Offshore, específicamente cerca del prisma de acreción.

Figura 13 Modelo tectónico conceptual del Noroeste Colombiano



Tomado y Modificado de *RUIZ et al, 2000*

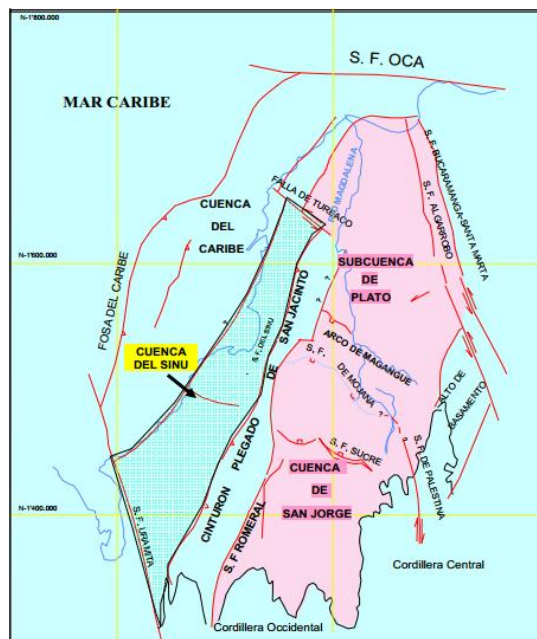
6.1.2.1 *Cuña acrecionada del Sinú*

Desde el punto de vista estructural el área del cinturón plegado del Sinú pertenece a la Cuña Acrecionada del Caribe Sur (Corredor, 2004). Esta cuña se extiende desde el Urabá hasta Venezuela a lo largo del margen del Caribe ver figura 14. La parte trasera de la cuña acrecionada del Sinú está representada por la Falla de Uramita. Esta falla se ha interpretado como un cabalgamiento con vergencia al Oeste (Flinch, J.F, 2003), pero

otros autores (Duque-Caro, 1990; Ruiz *et al*, 2000) interpretaron esta estructura como una falla transpresional lateral-derecha. Como en todas las cuñas acrecionadas, las partes internas del prisma están formadas por rocas jóvenes. Al contrario de la provincia de San Jacinto, el área del Sinú representa la parte del prisma más juvenil. En el sector del Sinú afloran cuñas imbricadas con rocas del Eoceno y Oligoceno por defecto de las cuencas tipo *piggyback* que se desarrollaron en el Mioceno.

El Estilo estructural de la cuenca es un sistema contraccional de cuñas imbricadas delimitadas por cabalgamientos, sobre un despegue subhorizontal. Dentro de las geometrías de los pliegues que se observan se encuentran los pliegues de flexión de falla (Fold Bend Fold) y los estratos de crecimiento

Figura 14. Principales rasgos tectónicos Cuenca Sinú Offshore



Tomado de Ramírez, 2007

6.1.3 Tectónica

El prisma de acreción, ubicado en la esquina NW de Colombia, ha sido testigo de múltiples eventos geotectónicos desde el Cretácico Superior. La deformación desde el

Mioceno al presente es típica de un prisma de acreción por subducción, evidenciado por sus características morfológicas y tectónicas. (Mantilla *et al.* 2005). Esta área es caracterizada por una zona de deformación activa y un fuerte acortamiento, ver Figura 13.

Según Ruiz *et al* 2000 en este prisma de acreción se pueden observar cuatro eventos tectónicos principales:

- Obducción durante el Cretácico Superior.
- Margen transpresivo durante el Paleoceno al Eoceno Tardío.
- Subducción ortogonal.
- Subducción oblicua tipo B, resultado de la colisión del Arco de Panamá durante el Mioceno, la cual genera una desaceleración de la subducción.

La mayor parte de la deformación se desarrolló durante el Pleistoceno y se encuentra actualmente activa (Flinch.,J, *et al.* 2003). Las estructuras se encuentran cortadas por la discordancia del Mioceno Medio, relacionada a la Orogenia Andina y a la colisión del Arco de Panamá (Kellog, *et al.* 2005)

6.2 CUENCA BAJA GUAJIRA

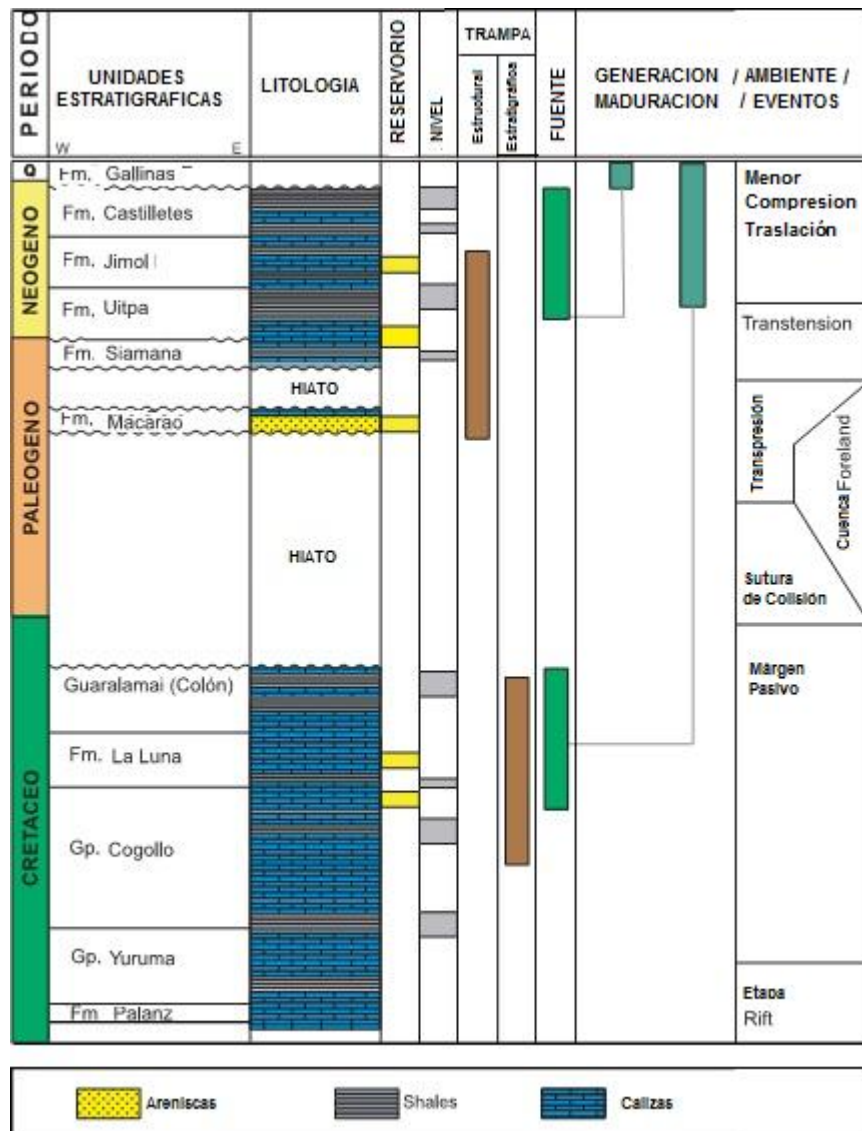
6.2.1 Estratigrafía

Las rocas sedimentarias de la cuenca de la Guajira están caracterizadas por una regresión en el Cenozoico (Krause, 1971 en Plata, 2009), la cual consiste en rocas calcáreas y siliciclásticas del Cretácico y Terciario, depositados en diferentes ambientes tales como continental, deltaico, de plataforma, marino somero y batial. Estas rocas yacen en contacto discordante sobre el Complejo Precámbrico y rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico y Mesozoico (Plata, 2009), ver figura 15.

El espesor de la secuencia de sedimentos del Mioceno depositados en la cuenca llevó a sugerir una posible cuenca Pull-Apart entre la falla de Oca y Cuiza.

A continuación se presenta una breve descripción de la estratigrafía de la Cuenca de la Guajira, ver columna estratigrafica en figura 15.

Figura 15. Columna estratigráfica Guajira Offhsore



Tomado y modificado de [Barrero et al, 2007](#)

6.2.1.1 *Paleógeno*

El Paleógeno esta representado por secuencias marinas dispuestas en discordancias entre si, y representan fenómenos de levantamiento del Eoceno temprano y medio, y de la fase Proto Andina del Oligoceno.

Ramírez, 2007 mostró que durante el Paleoceno y Eoceno inferior hay un hiato estratigráfico debido a un período de exposición extensiva y sedimentación en el área Norte de la Falla Oca

6.2.1.2 *Eoceno*

Formación Maracao (E_2M)

Según Rollins (1960) la secuencia esta compuesta por areniscas micáceas glaucoíticas, finamente bandeadas de color amarillo pardo; arcillolitas seleníticas grises algo carbonosas, calizas masivas y fosilíferas. El espesor de la unidad puede alcanzar entre los 400 y 600 m. Se encuentra en contacto discordante, con la Formación Guaralamai, como en el techo con las formaciones Siamaná y Castilletes. Se le asigna una edad Paleoceno-Eoceno (Renz, 1956).

6.2.1.3 *Oligoceno*

Formación Siamaná

Renz,1960 diferencia dos miembros; en miembro inferior formado por conglomerados con clastos de calizas, cuarcitas y rocas metamórficas; el miembro superior formado por calizas arrecifales, calizas lodosas, calizas arenosas, calizas margosas y margas de colores amarillo rojizo claro y limolitas arcillosas grises (Renz,1956). El espesor promedio de la formación es de 300 m. Las condiciones de depositación son de ambiente arrecifal, marino somero

6.2.1.4 Neógeno

Las unidades Neógenas están representadas por sedimentitas marinas, poco consolidadas, dispuestas en posición subhorizontal y concordantes entre si, aflorantes en la Alta Guajira y al Norte de la Falla Oca. Representan las secuencias depositadas a medida que el mar se retira por el paulatino solevantamiento que sufre la Alta Guajira asociado indirectamente a la Orogenia Andina del Mioceno tardío al presente y a la interacción de la traslación con la placa Caribe

6.2.2 Tectónica

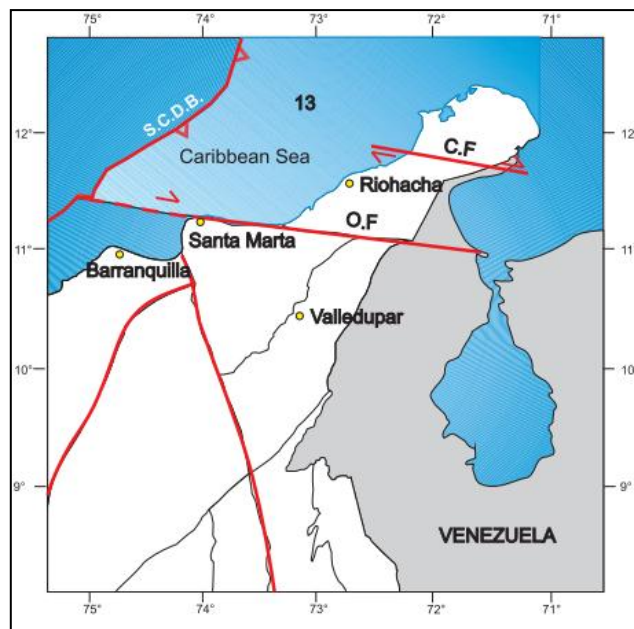
La región Caribe de Colombia muestra evidencias de una serie de eventos geológicos que afectaron el borde Noroccidental de la Placa Suramericana, los cuales quedaron registrados en las cordilleras, serranías y cuencas sedimentarias. Estructuralmente presenta un estilo transpresivo en la parte suroccidental (entre el arco de Panamá y Santa Marta), mientras en la parte noroccidental (desde Santa Marta hasta la Alta Guajira), presenta un estilo transtensivo, producto de la convergencia oblicua que ocurre entre las placas del Caribe y Suramérica (López, 2005), ver figura 17.

La cuenca Guajira se encuentra localizada en el extremo norte continental de la región Caribe de Colombia, afectada por 2 fallas regionales de rumbo, que limitan las placas Caribe y Suramericana, ver figura 16. La falla de rumbo dextro-lateral de Cuisa, separa la subcuenca de la Alta Guajira y Baja Guajira. La tectónica asociada, corresponde a fallas rumbo deslizante, identificandose en la Alta Guajira, las depresiones de Chiamare, Portete y Cocinetes. El sector oeste de la Baja Guajira presenta una relación estrecha con las características geológicas y de producción de la Guajira costa afuera, en tanto que el sector oriental está asociada a las condiciones geológicas presentes en el Golfo de Maracaibo

Durante el Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico más temprano, las condiciones tectónicas fueron relativamente estables. Sobre un terreno relativamente plano

expuesto a leves subsidencias y solevamientos, se produjeron sucesivas transgresiones y regresiones marinas desde el Paleozoico tardío hasta el Eoceno. Durante este tiempo se depositaron secuencias que sólo presentan leves discordancias entre sí.

Figura 16. Límites cuenca Guajira Offshore

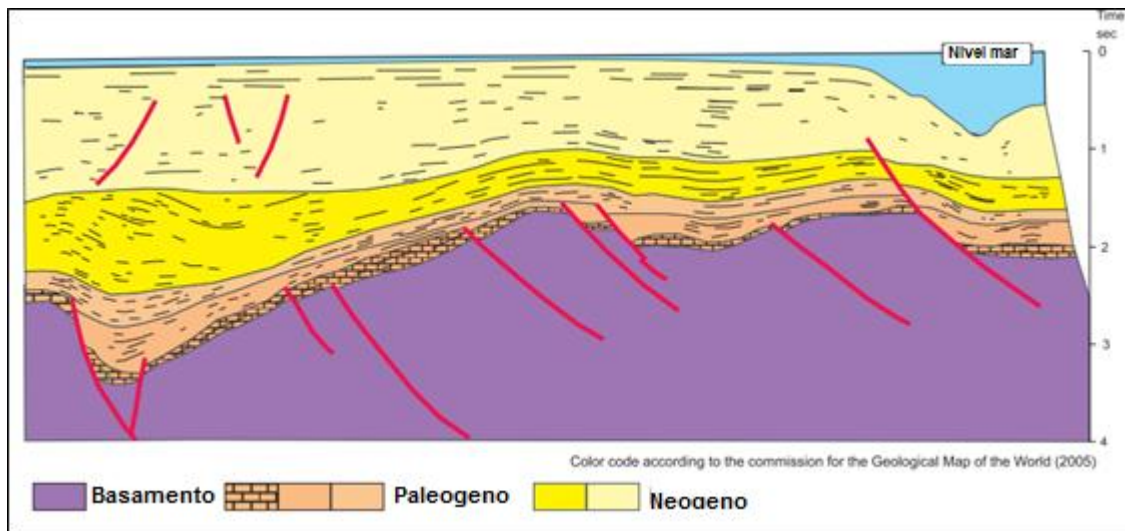


Tomado y modificado de [Barrero et al, 2007](#)

Desde el Eoceno, y el Oligoceno, y con mayor intensidad desde el Mioceno, la zona se vio sometida a esfuerzos compresivos por la convergencia de las placas de Caribe, Nazca y de Suramericana, que se resolvieron mediante fallamientos inversos y transcurrentes para acomodar el terreno al necesario acortamiento resultado de esa actividad tectónica. Esta tectónica produjo fallamientos inversos en las rocas competentes del basamento y plegamientos en las rocas menos competentes de la cobertura mesozoico y paleógena inferior. Así mismo, fallamientos transcurrentes

acompañados de una importante componente de desplazamiento vertical. Esta tectónica aún está activa (Lopez, 2005)

Figura 17. Corte esquemático Cuenca Guajira Offshore



Tomado y modificado de [Barrero et al, 2007](#)

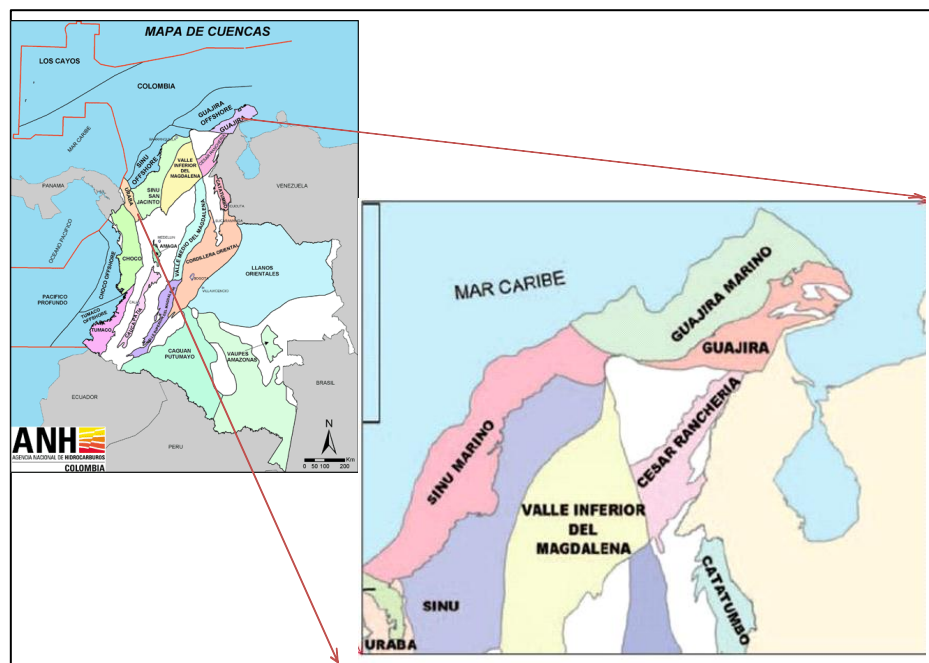
7 GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

7.1 LOCALIZACION ÁREA DE ESTUDIO

El área de trabajo se encuentra localizada en las cuencas offshore de Sinú y la Guajira en el Caribe Colombiano (Figura 18). La cuenca de la Guajira está limitada al Norte y Noreste por la línea de costa del Caribe, al Sureste con el límite geográfico con Venezuela; y al Sur con la traza de la Falla de Oca.

La cuenca Sinú Offshore está limitada al Noreste con la Falla de Oca, al Suroeste con el límite frontal de la cuenca de Urabá y al Sureste con la línea de costa que se encuentra actualmente, el área de estudio para la cuenca Sinú abarca un total de 500 km² en el Volumen A y 224 Km² para el segundo volumen. Por razones de confidencialidad con ECOPETROL S.A. no es posible indicar con exactitud el área de estudio.

Figura 18 Mapa de localización de las cuencas Sinú offshore y Guajira offshore.



Tomado y modificado de [Barrero et al., 2007](#)

7.2 TRABAJOS PREVIOS

La aparición en escena de los hidratos de gas en el Caribe Colombiano fue inicialmente descrita por Shipley *et al* (1979) sobre la base del Reflector Simulador de Fondo Oceánico (BSR).

Basados sobre cuatro líneas sísmicas adquiridas por Lamont Doherty Observatory en 1977, Ladd *et al* (1984) interpretó el BSR a lo largo del Cinturón deformado del Sur del Caribe, entre profundidades de 2,3 a 4.2 kilómetros, calcularon el gradiente geotermal a partir del BSR observado, obteniendo valores de 313,15 K/km.

Gómez y León (2000), evaluaron la existencia de hidratos de Metano en la cuenca Colombia, concluyendo que los depósitos de hidratos podrían estar en el orden de 22 TMC, basado en líneas sísmicas regionales.

Por medio de la aplicación de flujo de gas en medios porosos, conducción de calor y ecuaciones de las propiedades de los hidratos, Caicedo y Pinto (2003), validaron un modelo matemático que se obtuvo a partir de la des-presurización de un depósito de Hidrato en contacto con una capa de gas, por medio del uso de un software (SDYHGAS).

López (2005) estimó el gradiente geotermal a partir del BSR asumiendo que este representa la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas. El estimado de gradiente geotérmico para este estudio es de 20-40 °C, a pesar del hecho de que la parte sur esta dominada por un prisma de acreción producto de la subducción de la placa Caribe y Sudamericana.

López 2005, Gómez y León 2000 utilizaron líneas sísmicas 2D para inferir la presencia de hidratos de gas a través de la ubicación de BSR, sin embargo, es el trabajo de López que realiza una tarea más comprensiva por el número de líneas utilizadas e interpretadas del BSR, este trabajo empleó 1090 líneas sísmicas mientras que Gómez y León solo 4.

8 METODOLOGÍA

Para la realización del presente estudio se llevó a cabo la siguiente metodología dividida en cuatro (4) fases principales:

8.1 RECOPIACIÓN Y ANÁLISIS DE MATERIAL BIBLIOGRÁFICO EXISTENTE SOBRE EL ÁREA DE TRABAJO

Esta fase comprendió todas aquellas actividades que condujeron al dimensionamiento y contextualización del área de estudio en términos de geología regional, en esta fase se realizó una búsqueda detallada de estudios anteriores realizados en hidratos de gas en el Caribe. Tales estudios procedieron de fuentes como publicaciones en artículos a nivel nacional e internacional, tesis de pregrado y posgrado, informes de consultorías regionales, mapas, posters, entre otros.

8.2 FASE DE SELECCIÓN DE ÁREAS DE INVESTIGACIÓN Y TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA:

Esta fase tuvo como propósito recopilar y clasificar la información disponible que pueda ser relevante y representativa para el abordaje de esta investigación; por lo cual se llevó a cabo un control de calidad de los datos en la cual se tuvieron en cuenta criterios geológicos y geofísicos para la selección de las áreas de investigación. Para llevar a cabo se seleccionaron dos volúmenes sísmicos. Se emplearon también líneas 2D cercanas a cada volumen sísmico. Una vez realizado lo anterior y al final de esta fase se procedió a cargar dicha información en un software especializado de interpretación, donde se realizó el correspondiente picado del BSR sobre los volúmenes sísmicos del área de investigación.

8.3 CALCULO DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO

Dos volúmenes sísmicos fueron empleados para esta investigación, el área de trabajo para el primer volumen denominado V-A se presenta en la Tabla No.2, con un área total de 500 Km².

Tabla 2. Área de Trabajo Volumen sísmico No 1

RANGO	MIN	MÁX
Inline	1001	2001
Crossline	7501	13689

La segunda área de trabajo denominada V-2A se presenta en la Tabla No. 3 con un área de cobertura de 240 Km²

Tabla 3 Área de trabajo Volumen sísmico No. 2

RANGO	MIN	MÁX
Inline	2960	3920
Crossline	9263	12463

Para iniciar el cálculo del gradiente geotérmico a partir del BSR se deben tener en cuenta las siguientes consideraciones:

- Fondo Oceánico como tope de la zona de Estabilidad de los hidratos de gas
- Superficie de BSR como límite inferior de la Zona de Estabilidad de los hidratos de gas

Se implementó la metodología para el cálculo el gradiente geotérmico a partir del BSR usando un modelo conductivo termal dependiente de la profundidad propuesta por Shankar, 2010.

8.3.1 Tope de la Zona de Estabilidad de los Hidratos de gas

Se inicio realizando el picado de la superficie del fondo Oceánico sobre el volumen sísmico, siendo está, el límite máximo superior teórico de los hidratos de gas. El tiempo doble de propagación para cada Inline y Crossline picado se exporto en el programa Opendtect 4.0.1 Al tiempo doble de propagación para la superficie del mar se le denominará Twt

8.3.2 Base de la zona de Estabilidad de los Hidratos de gas

El límite inferior de la capa de hidratos es constituido por la superficie del BSR, este se interpretó con base a las siguientes características:

- Simula la forma del Fondo oceánico
- Si existe suficiente buzamiento estructural el reflector sísmico BSR puede cortar transversalmente los reflectores estratigráficos
- Polaridad invertida con respecto al reflector del fondo oceánico

La interpretación del BSR se hizo solo para los reflectores que fuesen evidentes. Luego de la interpretación se genera la superficie del tiempo doble de propagación denominado $TwtB$ para cada volumen sísmico

8.3.3 Estimación de la velocidad sísmica en Agua

Se determinó la velocidad de propagación de ondas P en el agua de $V_w = 1440 \text{ m/s}$ a partir de informaciones de líneas 2D procesadas en el al área de estudio.

Para la Velocidad promedio de la onda P en los sedimentos debajo del Fondo oceánico, una función más detallada de velocidad fue determinada. Usando los datos sísmicos pre-apilados y la información de las líneas 2D se tomaron todas las velocidades sísmicas reportadas para cada línea 2D determinando así una función de velocidad, ver

figura 19 y 20 De esta manera se determinó la velocidad promedio para la columna sedimentaria entre el fondo del mar y el BSR, la cual se presenta a continuación:

Figura 19. Función de Velocidad onda P para volumen A

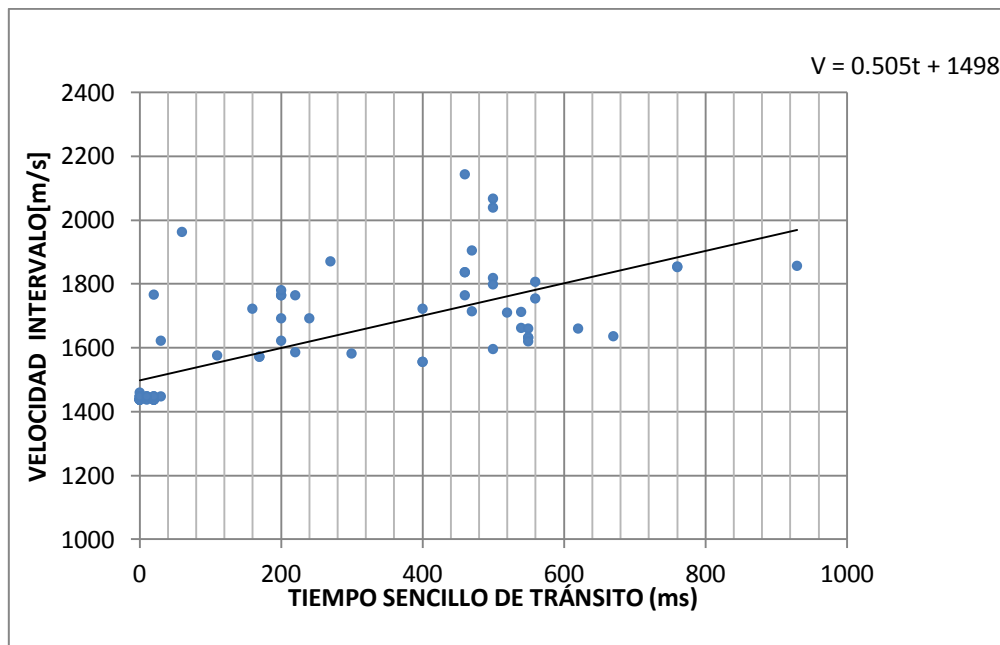
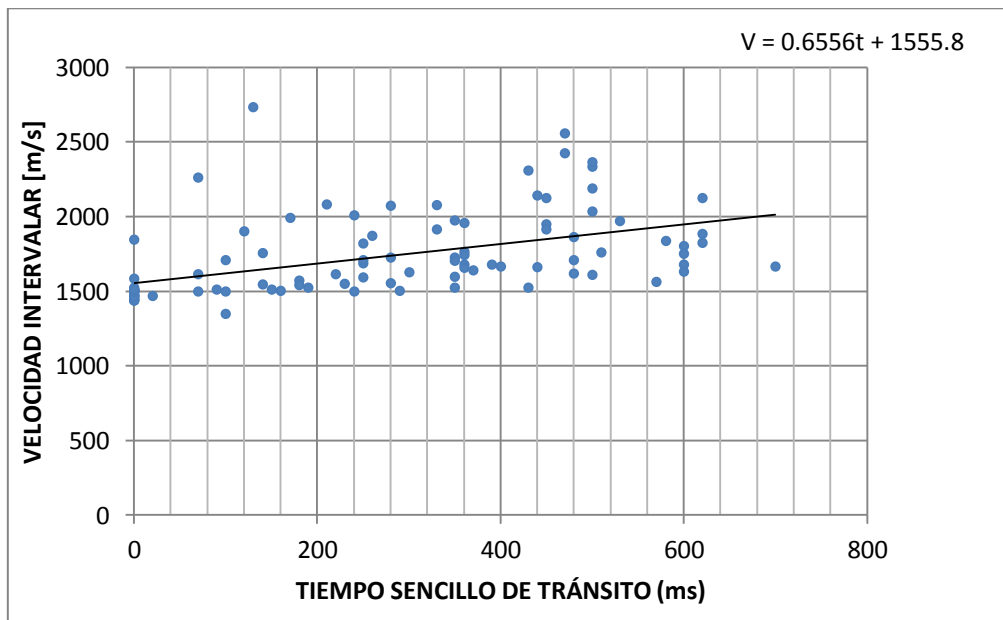


Figura 20 Función de Velocidad Onda P para volumen Sísmico B



La función de velocidad estimada para el volumen A fue:

$$V_s = 1498.9 + 0.505 \times t \quad [m/s]$$

La función de velocidad estimada para el volumen B fue;

$$V_s = 1555,8 + 0.6556 \times t \quad [m/s]$$

Donde $t = (T_{wtb} - T_{wt}) \times 0.001$ es igual al tiempo de viaje debajo del fondo oceánico [s]

8.3.4 Conversión a Profundidad

8.3.4.1 . Estimación de la Profundidad del BSR

La profundidad del BSR o espesor de la Zona de Estabilidad de hidratos de gas se estimó de la siguiente manera (Shankar, 2010):

$$Z_{bsr} = \frac{V_s \times t}{2} \quad [m]$$

Donde Z_{bsr} = la Profundidad del BSR

V_s = Velocidad de la onda P en los sedimentos [m/s]

t = Tiempo doble de tránsito debajo de la superficie del Fondo del mar (s)

8.3.4.2 Estimación de la Profundidad del Fondo Oceánico

La profundidad del Fondo Oceánico se estimó así:

$$Z_{sf} = \frac{V_w \times t_{wtb}}{2} \quad [m]$$

Donde Z_{sf} = Profundidad en metros de la superficie del Fondo Oceánico [m]

V_w = Velocidad de la Onda P en el agua

T_{wtb} = Tiempo Doble de tránsito de la onda P en el agua

8.3.5 Cálculo de la Presión sobre el límite de la base de Estabilidad de los Hidratos de gas

La presión Hidrostática fue asumida a la Profundidad del BSR y fue calculada usando una densidad de agua constante de 1030 Kg/m³. En algunos estudios para la estimación del Cálculo de flujo de calor, se asume un modelo de presión litostático (Ganguly, 2000); sin embargo, la diferencia para la predicción de Profundidad de BSR entre un modelo litostático e hidrostático es solo aproximadamente 5-10m (Brown et al. 2006):

Mediante análisis de regresión se encontró que esta curva está representada por la ecuación (Dickens and Quinby-Hunt (1994)

$$P = \rho \times 9.81 \times (Z_{sf} + Z_{bsr}) \times 10^{-6} + P_{atm} \quad [Mpa]$$

Donde: P es la presión a la profundidad del BSR, en Mpa

ρ es la densidad de agua en Kg/m³,

9.81 como la aceleración media de la gravedad en m/s²,

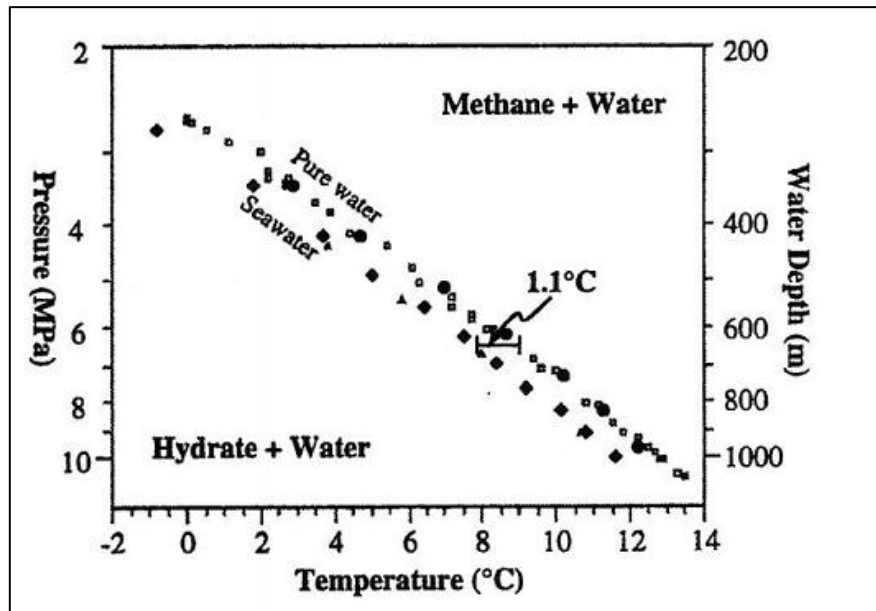
P_{atm} es la presión atmosférica que se ejerce sobre toda la columna de agua y es igual a 0.101325 Mpa.

8.3.6 Conversión de Presión a Temperatura

8.3.6.1 Temperatura sobre la Superficie del BSR

Conociendo la presión total P a la base de la zona de estabilidad de hidratos y basados en la curva de presión – temperatura que describe la zona de estabilidad de los hidratos de gas publicada por Dickens et al., (1994), se utilizó la curva para hidratos correspondiente a Metano (ver Figura 21), agua con saturación de cloruro de sodio al 3.5%, pues se asumió que los hidratos de gas del Caribe son predominantemente Metano

Figura 21 Relaciones de Presión –Temperatura de los hidratos de gas



Tomado de *Dickens et al., (1994)*,

Mediante análisis de regresión se encontró que esta curva está representada por la ecuación:

$$T_{ehdg} = \frac{1}{(3.79 \times 10^{-3} - 2.83 \times 10^{-4} \log P)} \text{ [}^\circ\text{K]}$$

Donde T_{ehdg} = Temperatura de estabilidad de los hidratos de gas [°K]

P= Presión a la profundidad del BSR [Mpa]

8.3.6.2 Temperatura sobre la superficie del Fondo Oceánico

Una ecuación matemática de ajuste, sobre la variación de la temperatura en función de la profundidad de la columna de agua (gradiente hidrotérmico) fue utilizada (Melo et al 2008). Este ajuste permite realizar una proyección de temperaturas por debajo de la región de grandes gradientes de temperatura que separa las aguas cálidas superficiales de las frías en profundidad y estimar una superficie de temperaturas sobre el fondo marino para el área de estudio:

$$T_{SF} = \left(\frac{Z_{sfl}}{7331.35} \right)^{-\frac{1}{1.4236}} \quad [^{\circ}K]$$

Donde T_{SF} es la temperatura del fondo marino y Z_{sf} es la Profundidad bajo en nivel del mar en metros

8.4 Gradiente Geotérmico a partir del BSR

El gradiente geotérmico es calculado a partir de la diferencia de temperaturas a la profundidad del BSR y a la del Fondo oceánico, dividida por la profundidad del BSR a partir del fondo oceánico:

$$G = \frac{T_{ehdg} - T_{sf}}{Z_{bsr}} \times 1000 \quad [^{\circ}C/Km]$$

8.5 Interpolación de Resultados Gradiente Geotérmico

El método de interpolación por krigging usa una cuadrícula de puntos con datos equitativamente espaciados para generar superficies. Este método utiliza un promedio móvil “ponderado” en el supuesto de que un patrón de variación pueda aplicarse a través de la superficie que define desde el conjunto de datos. El objetivo del krigging no es imitar la realidad directamente, sino seguir las tendencias generales mostradas por los puntos de datos.

9 Mecanismos de Formación de los Hidratos de gas en el Caribe Colombiano

Dos tipos de ambientes de formación de hidratos pueden ser aludidos para la formación de los hidratos de gas:

En las márgenes activas, el gas metano puede generarse tanto de manera local junto a los gases biogénicos o provenir de gases termogénicos, de fuentes profundas. El metano puede concentrarse en la zona de acreción por flujo de fluidos. Estos gases ascienden a través de canales hacia la zona de estabilidad para formar los hidratos de gas cerca al fondo marino o pueden, incluso, aflorar resultando en la formación de diferentes estructuras geológicas tales como alvéolos (pockmarks) u otros.

Sobre las márgenes continentales pasivas, los hidratos de gas se forman dentro de una zona de estabilidad gracias al gas biogénico que se genera durante la sedimentación (Trofimuk et al., 1979, en Thakur y Rajput, 2011). La sedimentación continua hace más gruesa la capa de hidratos; el enterramiento y la compactación de esta capa por debajo de la zona de estabilidad conducen a su descomposición, por lo que se libera metano de los hidratos como gas libre. El posterior ascenso del metano por difusión o a través sistemas de pequeñas fallas o fracturas compactas dentro de la zona de estabilidad y la repetición cíclica de este proceso conduce a la formación de hidratos con un mayor grado de saturación (Claypool y Kaplan 1974, en Thakur y Rajput, 2011). De esta manera, puede presentarse gas en forma libre por debajo de la zona de hidratos. Los hidratos se forman en cualquier depósito de agua saturada con gas durante los periodos de descenso de la presión hidrostática (incluso durante un lapso de tiempo corto, debido a movimientos tectónicos o vibraciones sísmicas) para favorecer la expansión volumétrica que ocasiona la cristalización (Makogon, 1997). Sin embargo no se tiene la suficiente información para validar este modelo para la cuenca Guajira donde se encuentra el Volumen B.

Desde el punto de vista de la sísmica para la búsqueda de mecanismos de formación se tuvieron en cuenta evidencias de fenómenos relacionados con flujo de fluidos como

chimeneas de gas, escapes de fluidos sobre el fondo marino y diapirismo, presencia de BSR local, BSR anómalamente cercano al fondo marino, BSR cortando estructuras geológicas, la presencia de zonas de fallas que lleguen a la zona de estabilidad de los hidratos, de fallas o conductos que permitan el ascenso de metano termogénico desde mayores profundidades, de montículos en el fondo marino con anomalías de amplitud atribuibles a fluidos, zonas con blanqueo de amplitudes

10 RESULTADOS

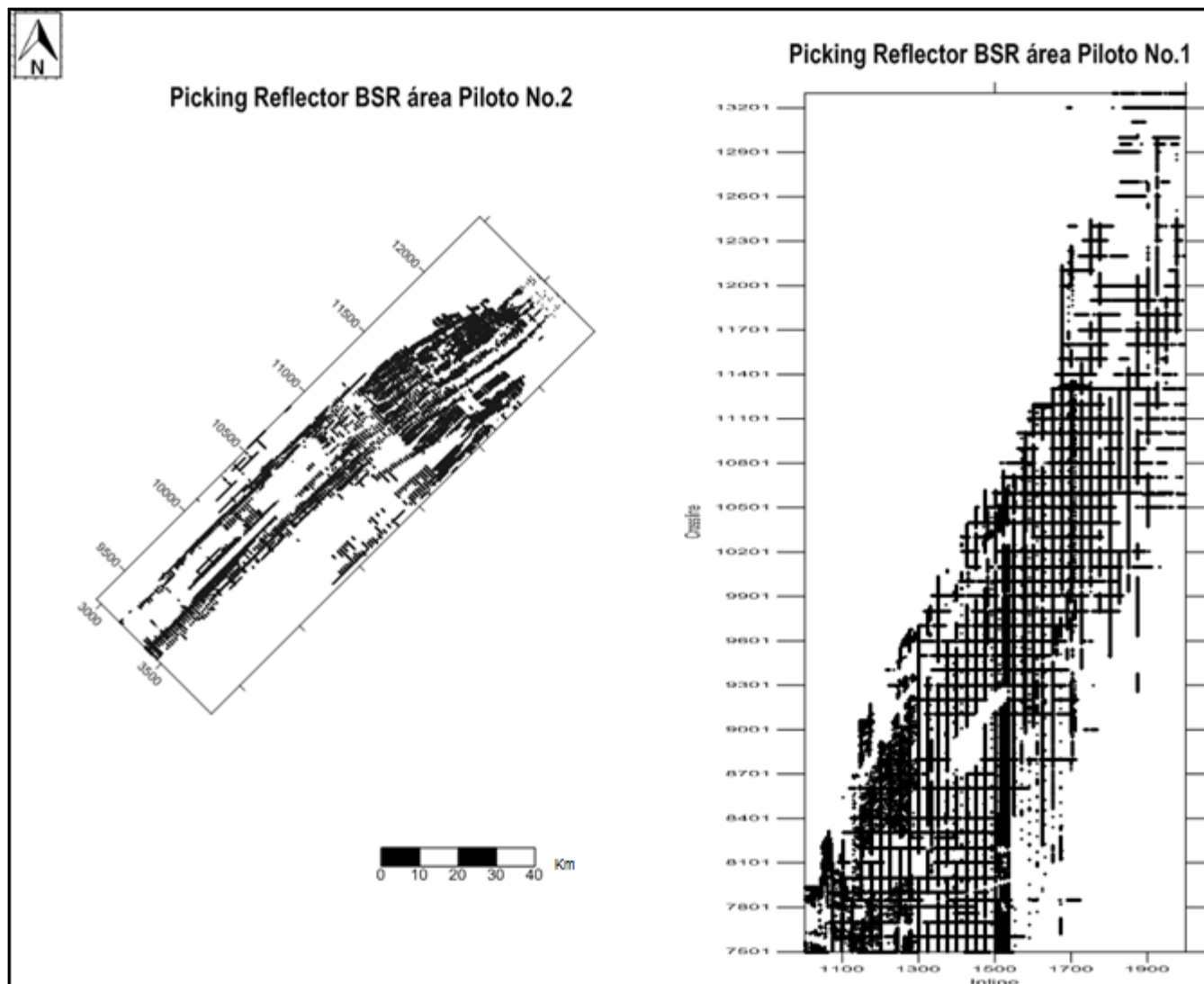
10.1 REFLECTOR SIMULADOR DE FONDO OCEÁNICO (BSR)

Para el primer volumen sísmico con un área total de 500 Km² , el BSR encontrado se observó consistente con las características que lo definen; polaridad opuesta, simulando la forma del fondo oceánico y cortando transversalmente los reflectores estratigráficos. Sin embargo, el BSR no se identificó en todo el volumen, en algunas secciones su ubicación no fue clara ni totalmente consistente con sus características. En algunos casos el BSR solo cumplía con dos de sus características, no cortaba transversalmente los reflectores estratigráficos resultando paralelo no solo con respecto al fondo oceánico sino también con respecto a los demás reflectores, dificultando su interpretación. Para el área de estudio No. 1 se encontraron geoformas como volcanes de lodo que al parecer afectan la zona de estabilidad de los hidratos de gas , ver figura No. 22

Sobre el volumen sísmico No. 2 con un área de 240 km², la presencia del BSR se encontró con más participación que con respecto al anterior volumen. Sin embargo los reflectores a lo largo de las secciones no se presentaban de forma continua, probablemente debido a zonas de escape de fluidos asociados a fallas, las cuales podrían interferir en la aparición del BSR, ver Figura 22.

Sobre el área No. 2 se presentan zonas no identificables de BSR a manera de parches dentro de la grilla evaluada, estas discontinuidades en el registro del BSR se relacionaron a zonas asociadas con escape de fluidos como fallas, ver Figura 22

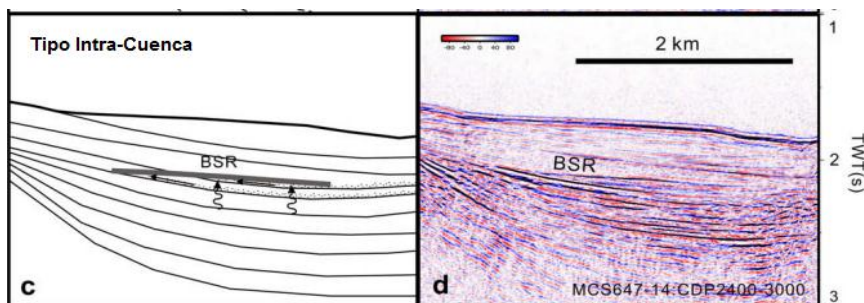
Figura 22 Distribución del reflector BSR sobre los dos Volúmenes



Fuente: Autor

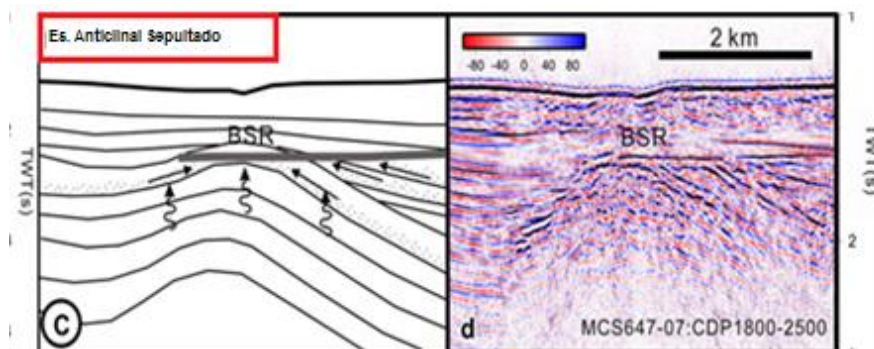
De acuerdo a la clasificación de la distribución del BSR propuesta por Lin et al 2009, en la mayoría del volumen sísmico, el BSR se presenta de tipo intra-cuenca (Intra-Basin Tipe) y de anticlinal sepultado (Buried-Anticline Type), por motivos de confidencialidad con ECOPETROL S.A no se puede mostrar las líneas sísmicas interpretadas, pero en la figura 23 y figura 24 se muestra un análogo con el área.

Figura 23- Distribución del BSR tipo Intra-cuenca análogo a la sísmica del Volumen A



Tomado de Lin et al 2009

Figura 24 Distribución del BSR tipo Anticlinal análogo a la sísmica del Volumen A



Para el Volumen B, la distribución de BSR se presenta en la mayoría de los casos exhibiendo el tipo BSR Cinturón (en Anticlinal-Ridge Type y Thrusted-Ridge , estos tipos de BSR están asociados a márgenes de acreción de sedimentos, ver Figura 25 y 26.

Figura 25 Distribución del BSR tipo Anticlinal Ridge Type en el Volumen B

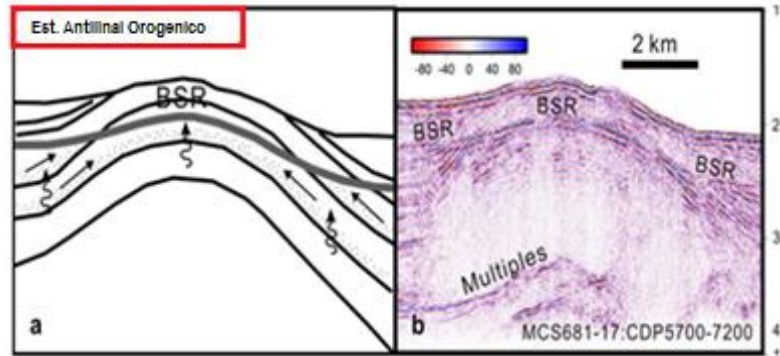
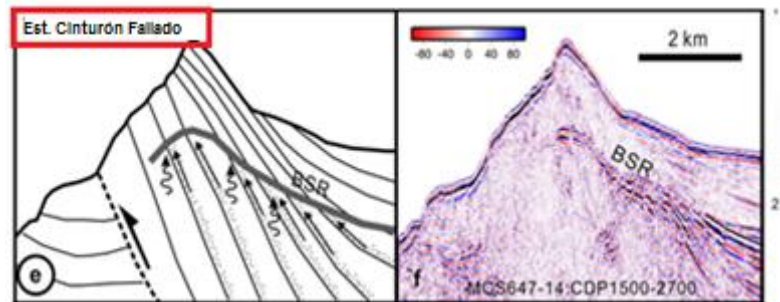


Figura 26 Distribución del BSR tipo Thrusted Ridge Type en el Volumen B



Estos dos tipos de ocurrencias de BSR (Anticlinal Orogenico y Cinturón Fallado) son interpretadas a pertenecer a ambientes geologicos de Prismas de Acreción, los cuales podrian coincidir con el Volumen B el cual se encuentra en la Cuenca del Sinú Offshore.

10.2 MAPAS

Como resultado de cada uno de los procesos para llegar al cálculo del Gradiente Geotérmico se generaron mapas de contornos para cada variable, los cuales corresponden al espesor de la capa de hidratos de Metano, temperatura del BSR, presión sobre la capa de BSR, velocidades de onda P sobre los sedimentos y finalmente el Gradiente Geotérmico.

10.2.1 Velocidad Onda P sedimentos

Uno de los primeros procesos para generar el cálculo del gradiente geotérmico fue la estimación a partir de líneas 2D de la velocidad promedio de la onda P desde el fondo oceánico hasta la profundidad del BSR.

Para el volumen sísmico A con un intervalo de contorneo de 20 unidades, de manera general se aprecia que las velocidades de la onda P se encuentran dentro del rango entre 1555,95 a 1556,21 [m/s] sin embargo de manera local se presenta una tendencia de aumento hacia la parte N-E y disminución hacia la parte central S-W las cual coincide con altos topográficos que se ha evidenciado, geofomas posiblemente asociado a volcanes.

Sobre el volumen sísmico B con un intervalo de contorneo de 0.1, las velocidades sobre la profundidad del BSR de manera general se mantienen en el rango de 1556, sin embargo de manera local, se observan anomalías hacia la parte N-E donde los valores de velocidad varían en un rango desde 1556, 08 a 1556,28 [m/s]

Tabla 4-Datos estadísticos velocidades Onda P en el BSR [m/s]

VOLUMEN	VELOCIDAD ONDA P EN EL BSR [m/s]			
	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación Estándar
Volumen A	1555,36	1556,21	1556,06	0,03766
Volumen B	1556,17	1556,29	1556,17	0.03475

10.2.2 Mapa de Espesor máximo teórico capa de Hidratos de Metano

Con un intervalo de contorno de 10 metros, el espesor de la capa de hidratos estimada para el volumen. A está representado en un espesor promedio de 315 metros, Se observa una tendencia de aumento en el espesor de la capa de hidratos hacia la parte Norte, con un valor máximo de 492 metros. Y una disminución del espesor hacia la parte central con un valor mínimo de 190 metros. En general el espesor se presenta en dos tendencias generales, mayores a 300 metros, los cuales se ven representados hacia la parte Noreste y los menores a 300 metros que se alinean con los altos topográficos, ver Figura 27 .

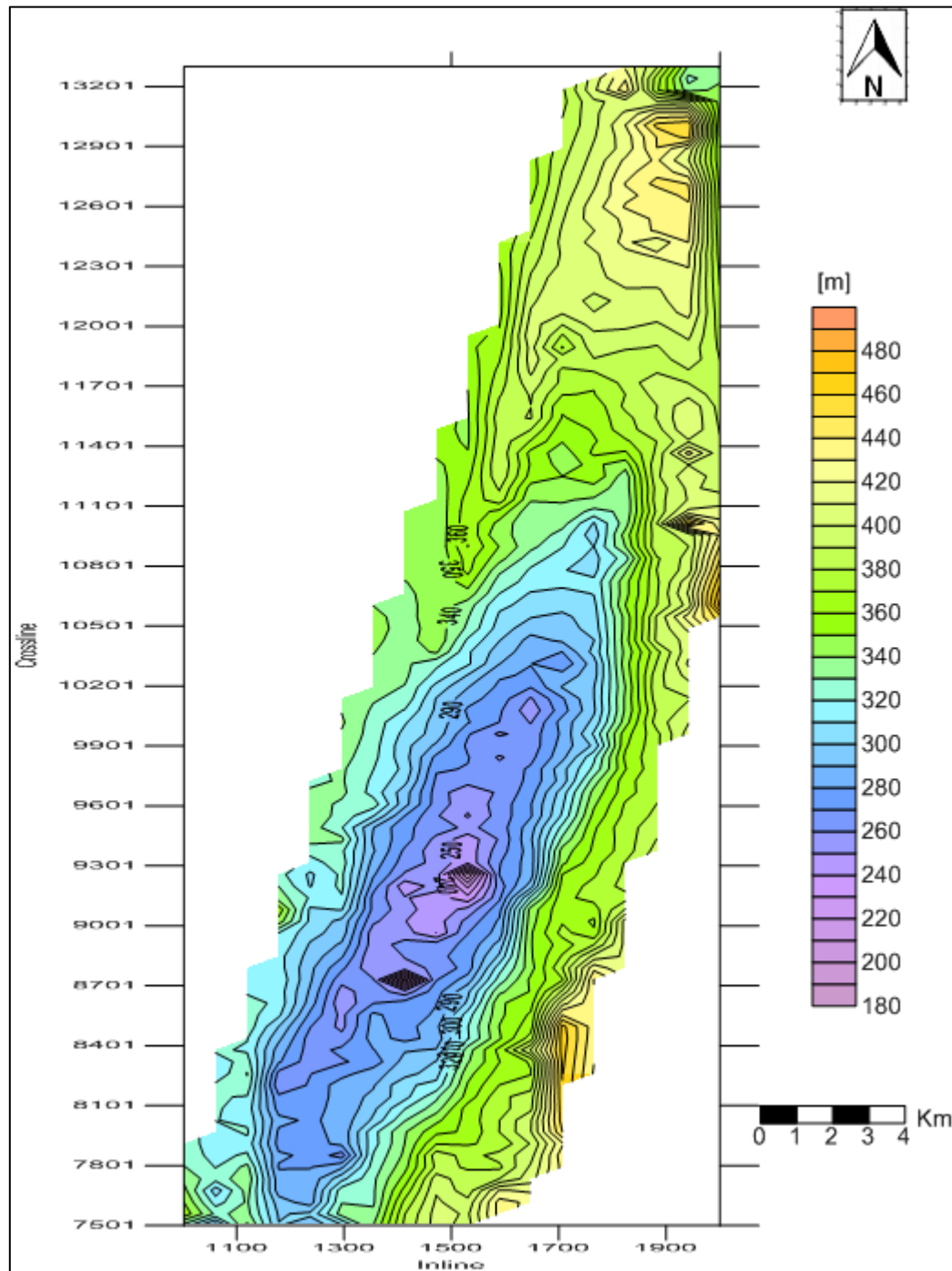
Para el segundo volumen sísmico con un intervalo de contorno de 20 metros, el espesor de la capa de hidratos no se presenta de forma homogénea, con altos de 550 y 586 metros y bajos de hasta de 330 metros se presenta a lo largo de todo el volumen El espesor en esta sección varía principalmente entre 330 y 586 metros, siendo predominante el de 420 metros hacia la parte Este, sin embargo la mayor anomalía se presenta hacia la parte Nor-Este donde los valores de espesor varían desde 355 hasta 560 m, ver Figura 28.

A continuación se presenta el cuadro estadístico de los valores de espesor, en general los espesores para los dos volúmenes varía desde 190 metros hasta 586 metros, consistentes con el rango de profundidades mapeadas de BSR bajo el fondo del mar en otras márgenes continentales del mundo, los cuales varían desde 100 metros hasta 1100 metros (Collet, 2002)

Tabla 5- Datos estadísticos Espesores Capa de hidratos

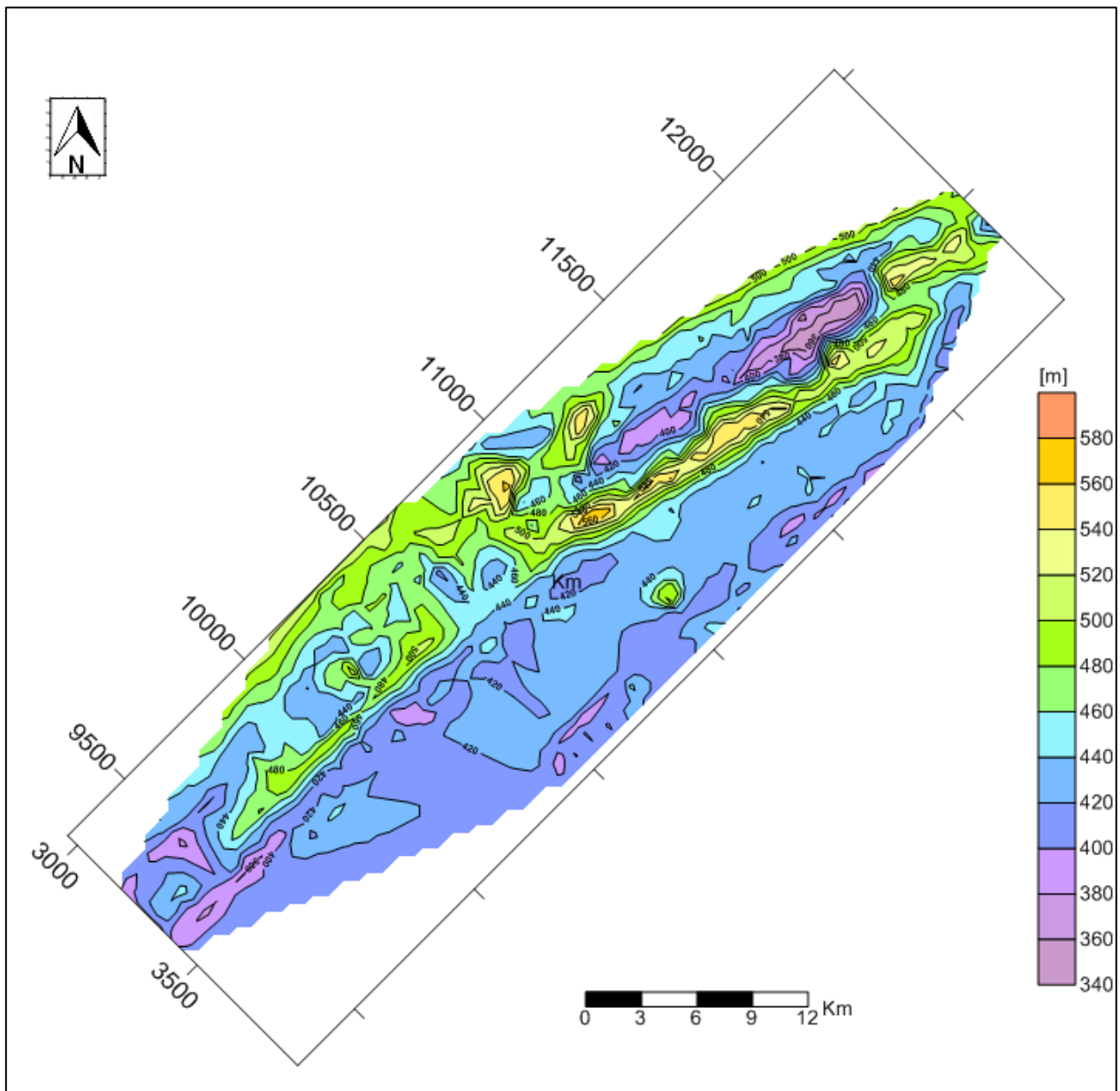
VOLUMEN	ESPESOR CAPA DE HIDRATOS [m]			
	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación Estándar
Zona A	190	492,2693	315,3883	44,7040
Zona B	330,9982	586,2747	440.2098	41,2527

Figura 27. Mapa de Espesor Capa de hidratos de Metano Volumen A



Fuente: Autor

Figura 28. Mapa de Espesor Capa de Hidratos de Metano Volumen B



Fuente: Autor

10.2.3 Mapa de Presión sobre el reflector BSR

La presión sobre la profundidad de la capa de hidratos se presenta en la figura No 29 para el volumen sísmico A con un intervalo de contorno de 22 unidades. La distribución de la Presión a lo largo del volumen se observa espaciado regularmente, con una disminución de la Presión ejercida sobre el límite de estabilidad de los hidratos en dirección S-E, con valores mínimos de 8,01 Mpa. En dirección N-E se presenta máximos de Presión de hasta 26.66 [Mpa].

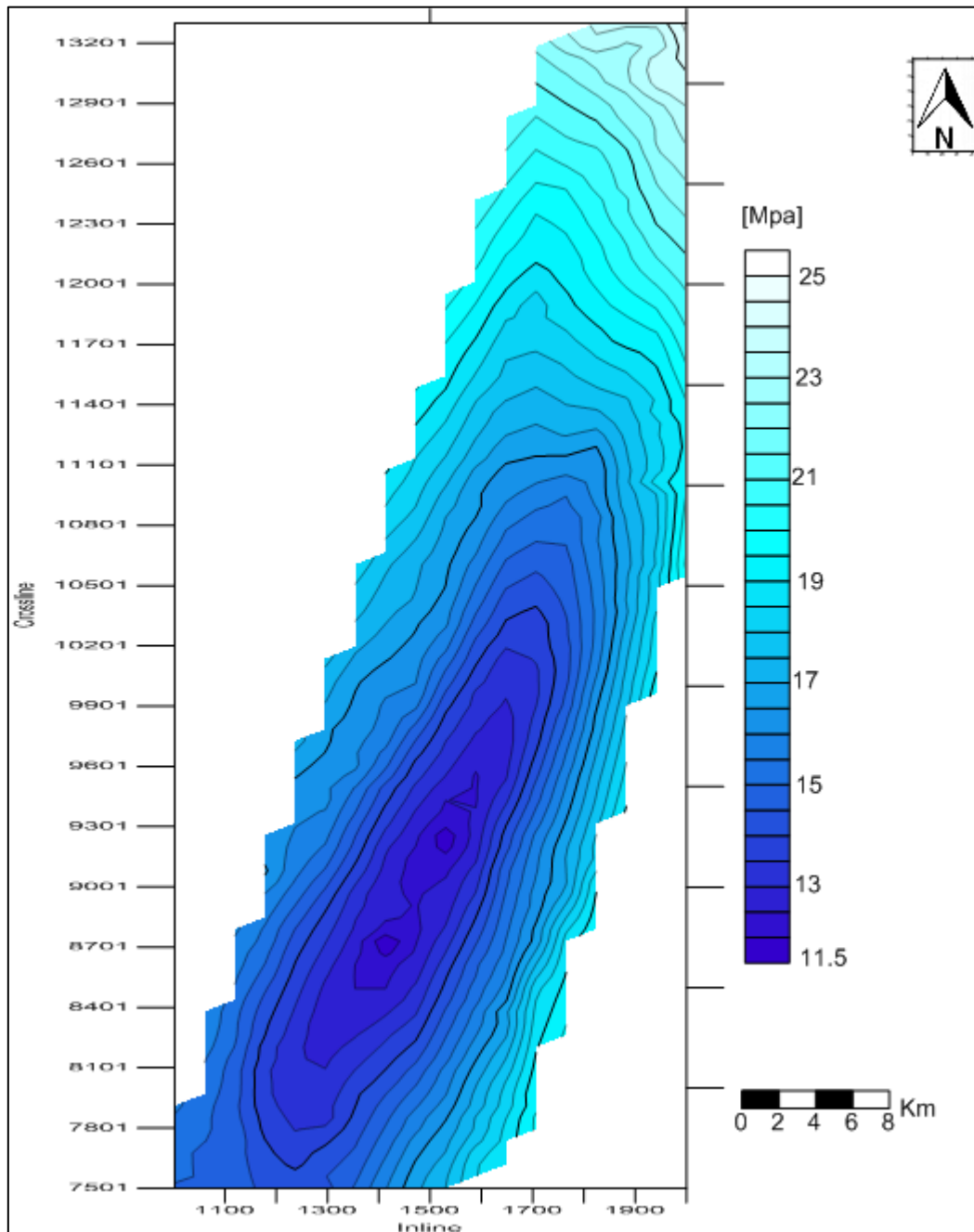
La presión ejercida sobre el BSR en el volumen sísmico B, con un intervalo de contorno de 22 unidades se presenta en la Figura No. 30. Se presentan dos tendencias generales de contorno para el volumen, hacia la parte N-W los intervalos de contornos se muestran regularmente espaciados, con aumento de la presión desde la parte central hacia la dirección W. La segunda tendencia se presenta hacia la parte N-E donde el contorno no se presenta regularmente espaciado con valores desde 16.14 hasta 27 [Mpa].

A continuación se presenta el cuadro estadístico de los valores de Presión estimados, en general las presiones para los dos volúmenes varían desde 8 Mpa hasta 25 Mpa.

Tabla 6- Datos estadísticos Presión sobre la profundidad BSR

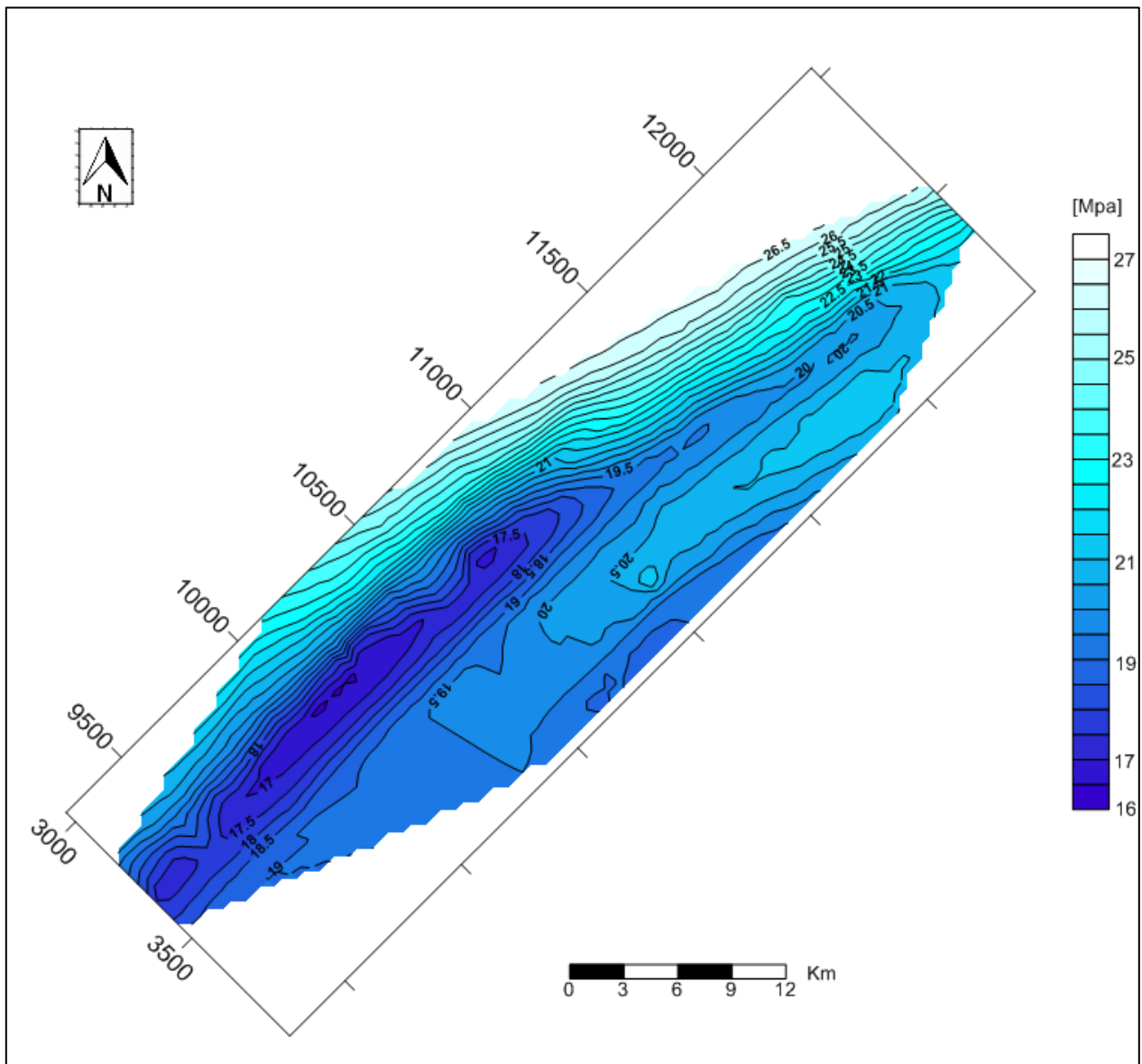
VOLUMEN	PRESION SOBRE LA PROFUNDIDAD DE BSR [Mpa]			
	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación Estándar
A	8,014566	24,6613	15,1618	2,0419
B	16,14978	27,0940	21,0533	2,6058

Figura 29. Mapa de Presión sobre el límite de Estabilidad Volumen A



Fuente: Autor

Figura 30. Mapa de Presión sobre la capa de Hidratos Volumen B



Fuente: Autor

10.2.4 Mapa Temperatura a la profundidad del BSR

Las isotermas sobre el Volumen A se observan regularmente espaciadas, con un intervalo de contorneo de 20 y con dirección a aumentar hacia el N-E. En general la presión sigue un patrón definido a disminuir hacia el SW coincidiendo con los altos topográficos que se evidencian en la zona, a medida que las líneas se alejan de estos altos topográficos, la presión tiene a aumentar variando de entre 13 y 21 °C, ver figura No. 31

Sobre el volumen B, con un intervalo de contorneo de 22, la temperatura sobre el BSR se presenta en dos tendencias generales; hacia la parte N-W los intervalos de contornos se muestran regularmente espaciados, con aumento de la temperatura desde la parte central en dirección W. La segunda tendencia se presenta hacia la parte N-E donde el contorneo no se presenta regularmente espaciado, con valores más constantes para cada área que varían desde 19,4 hasta 22,5 °C, ver Figura No. 32.

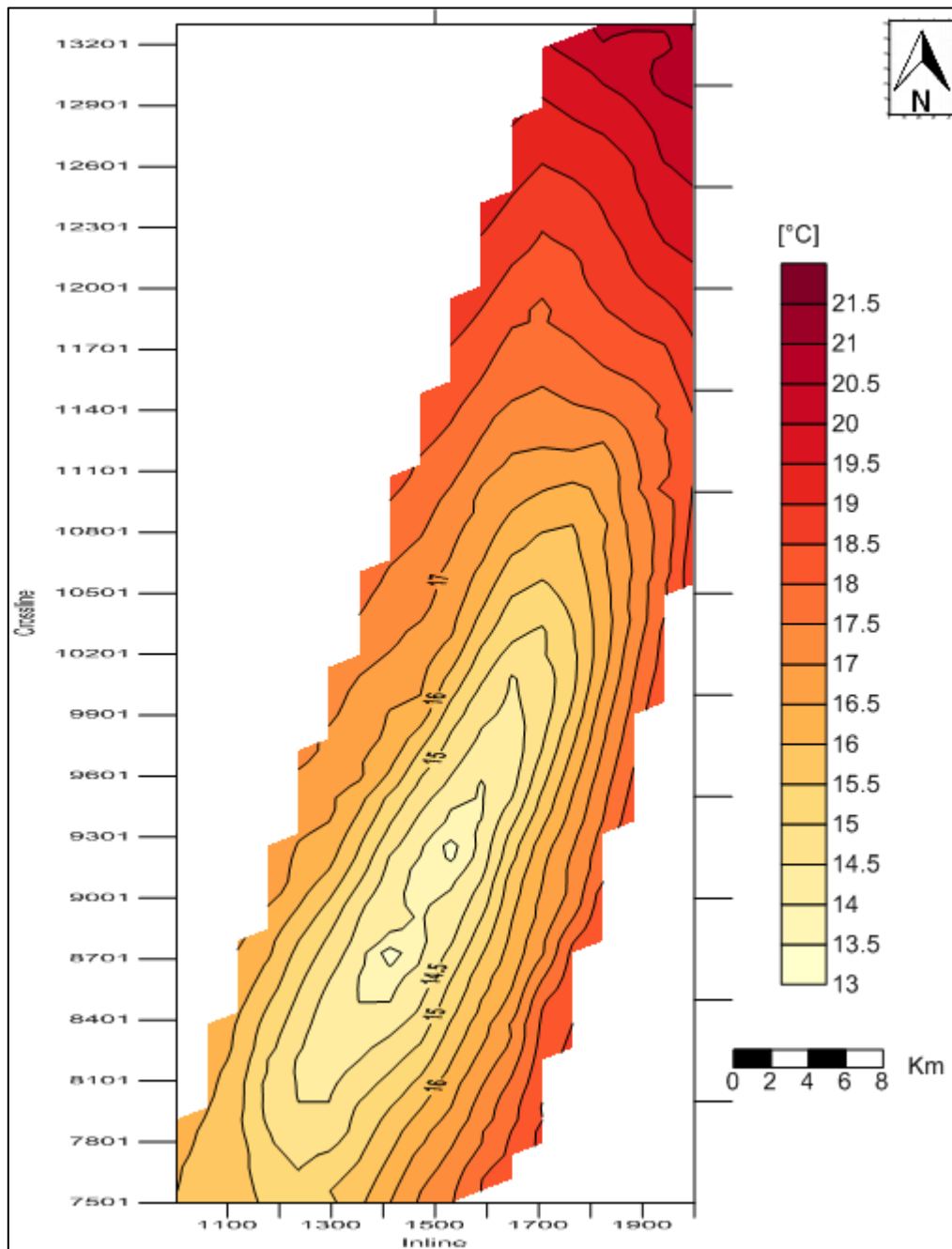
A continuación se presenta el cuadro estadístico de los valores de temperatura estimados, en general las temperaturas para los dos volúmenes varían desde 11 °C hasta 22 °C.

Resultados similares han sido reportados por Ladd et al (1984) en el Caribe con 24°C. En Nankai Trough se registran valores entre 20-34 °C (Yamano et al, 1982), en la cuenca Kerala-Kankan, margen continental occidental de la India , 18°C (Shankar,2004) y en Makran, 21°C (Vohat,2003)

Tabla 7 Temperatura sobre la profundidad del BSR en los dos volúmenes

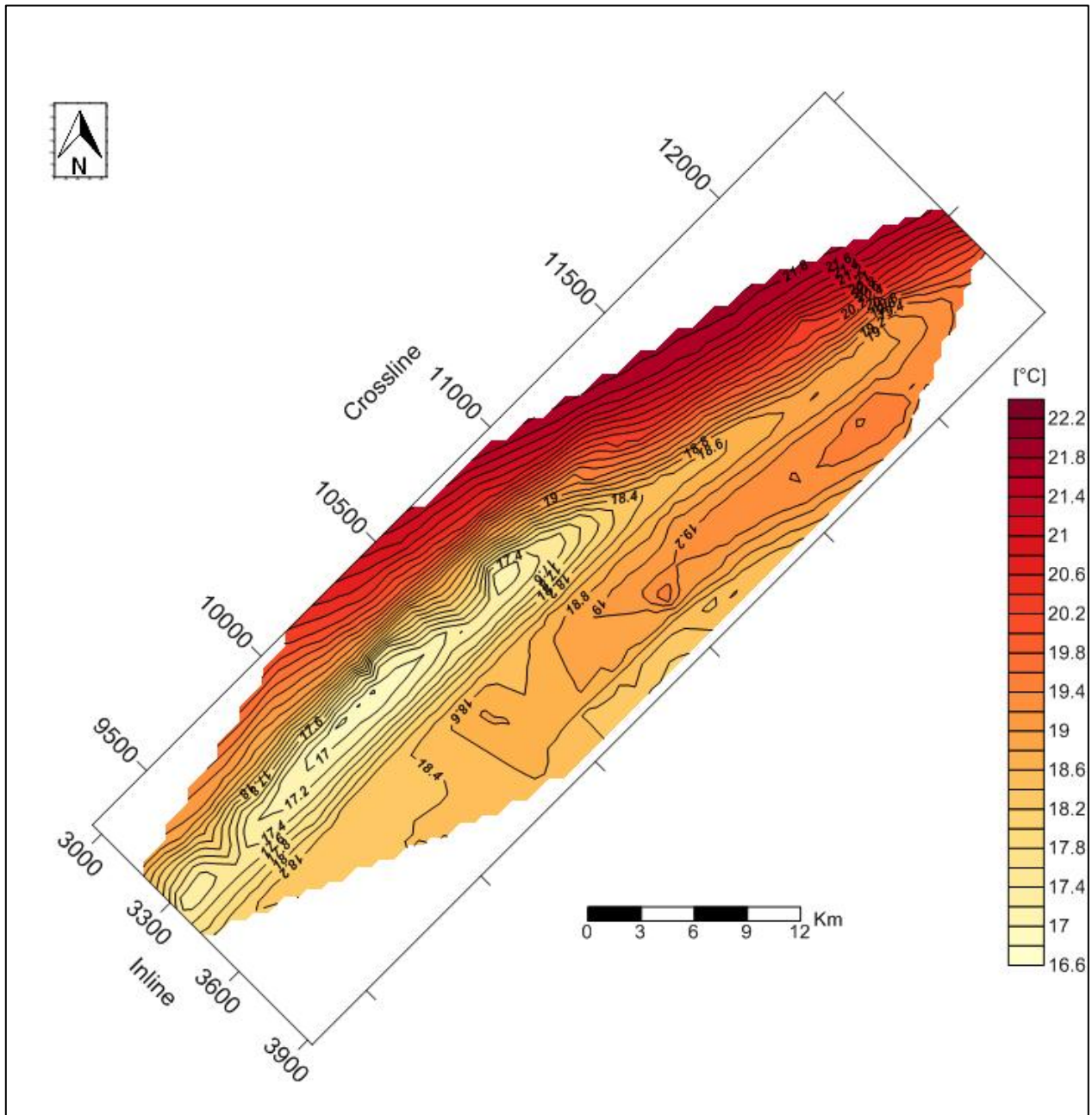
VOLUMEN	TEMPERATURA SOBRE LA PROFUNDIDAD DE BSR [°C]			
	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación Estándar
A	9,5493	21,0589	15,8845	1,310876
B	14,3145	22,0649	18,7154	1,661181

Figura 31-Mapa Temperatura sobre la profundidad del BSR volumen A



Fuente: Autor

Figura 32. Mapa Temperatura BSR volumen B



Fuente: Autor

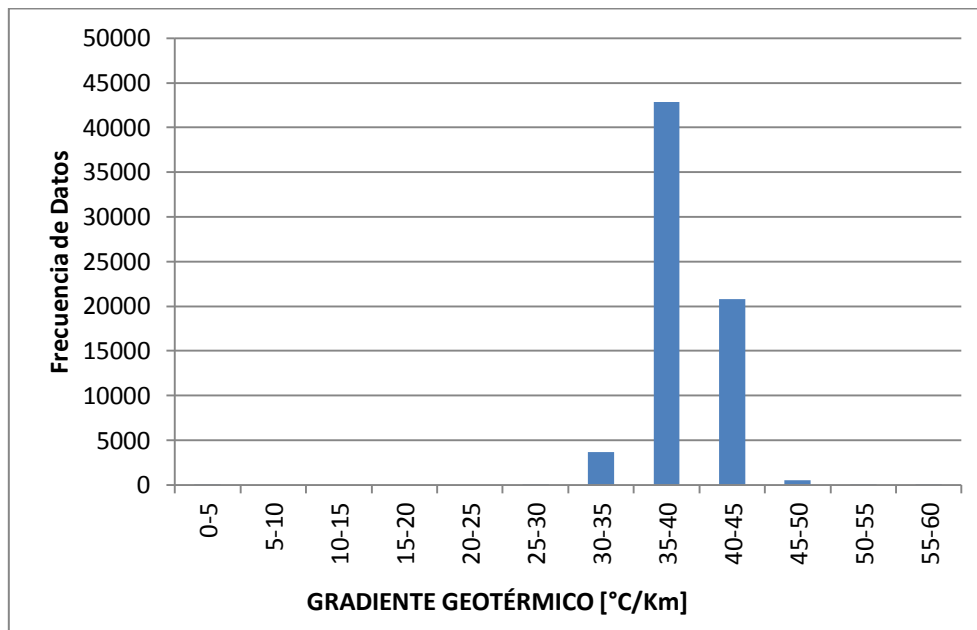
10.2.5 Gradiente Geotérmico

Finalmente el gradiente geotérmico obtenido se presenta en las figuras No. 35 para el volumen A y figura No. 36 para el volumen B.

En el volumen sísmico A el gradiente geotérmico se presenta en dos tendencias generales, sobre casi todo el mapa se presenta un valor de gradiente predominante que varía desde 36°C/Km a 39°C/Km, sin embargo sobre esta misma tendencia se presenta una anomalía que se resalta hacia el S-W con los valores de gradiente mas bajos del volumen que varían desde 31 a 58 °C/Km. La segunda tendencia predominante se observa hacia el N-E con valores que varían desde 40°C/Km hasta 44°C/Km, salvo tramos en menor proporción hacia el Norte que varían desde 53 °C/Km hasta 57°C/Km

A continuación se presenta el Histograma para los valores de gradiente geotérmico estimados sobre el Volumen A.

Figura 33 Histograma Gradiente Geotérmico Volumen A

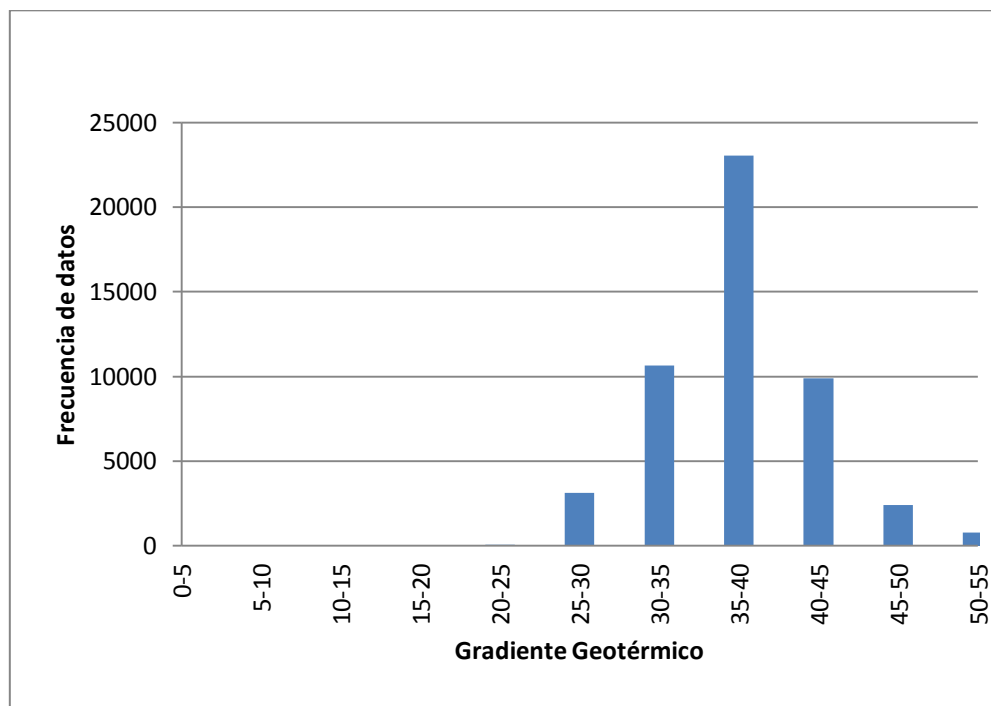


Se observan tres rangos de valores predominantes a lo largo del Volumen A, entre 30-35 °C/Km con 5,40, entre 35-40 [°C/Km] con 63,00% y de 40-45 [°C/Km] con el 30,57% sobre un total de 68.066 datos analizados.

Para el segundo volumen sísmico B se presentan tres tendencias principales con diferentes rangos de gradiente geotérmico. La primera tendencia presenta un rango de valores que varían desde 24°C/Km hasta 34°C/KM en dirección S-W a N-E, con curvas de contorno de forma casi alineada en dirección N-E. La segunda tendencia se observa en dirección W y E con valores desde 34°C hasta 38°C/Km, siendo la tendencia con mayor participación sobre el volumen sísmico. La tercera tendencia presenta los valores más altos de gradiente geotérmico en un rango que varía desde 42°C/Km hasta 52 °C/Km y se observa hacia la parte N-E del volumen sísmico B.

A continuación se presenta el histograma de los valores de gradiente geotérmico estimados para el volumen B.

Figura 34. Histograma gradiente geotérmico Volumen B

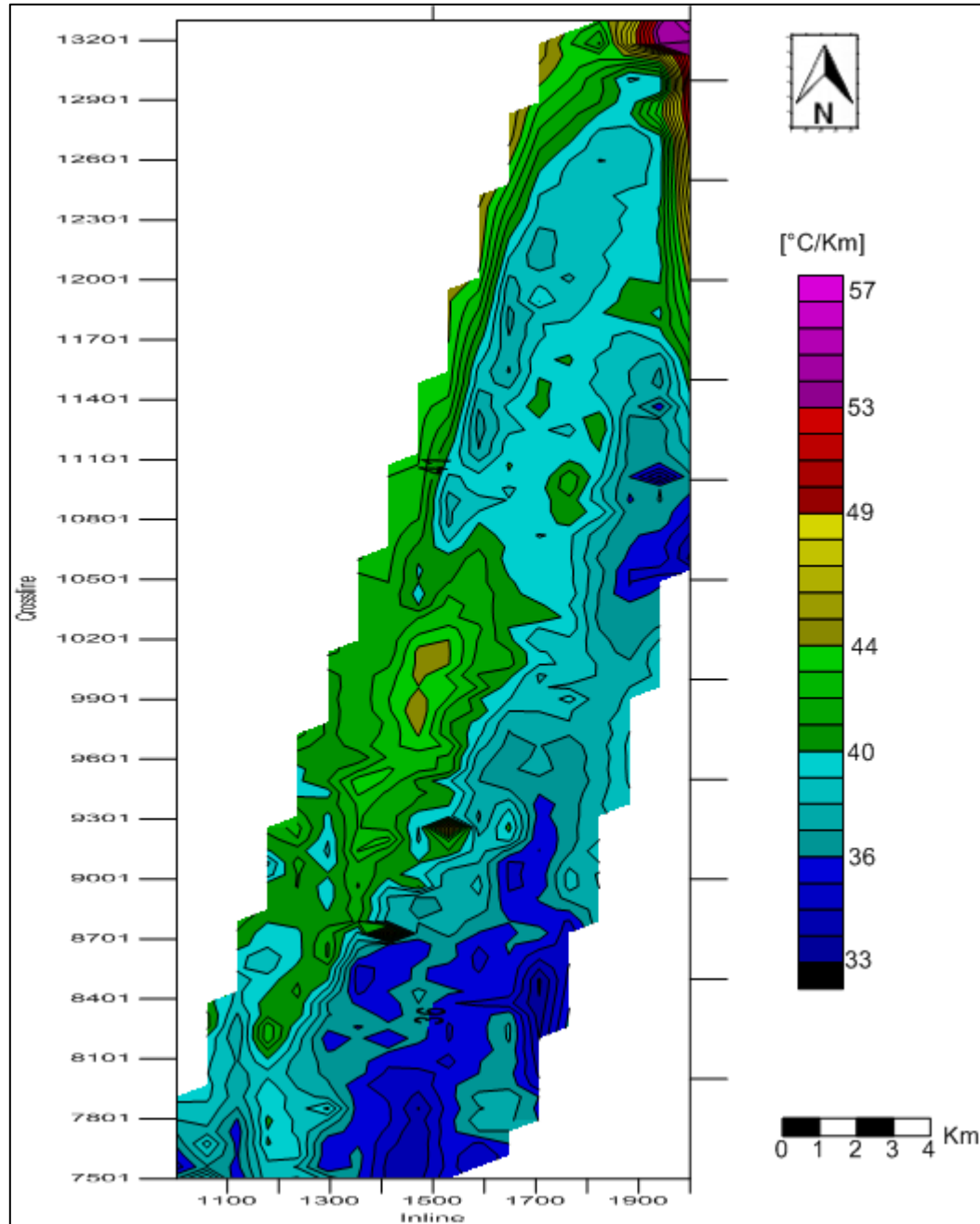


De la figura anterior se observa como la distribución del gradiente geotérmico no se presenta de forma uniforme para el volumen B, con un porcentaje del 6,22% para el rango de 25-30 °C/Km, de 21,30% para el rango de 30-35°C/Km, del 46,15% para el rango de 35-40 °C-Km, del 19,82% para los valores entre 40-45%, 4.80% para el rango de 45-50%, y finalmente del 1,58% para los valores entre 50-55C/Km

Tabla 8- Datos estadísticos de gradiente geotérmico para cada volumen

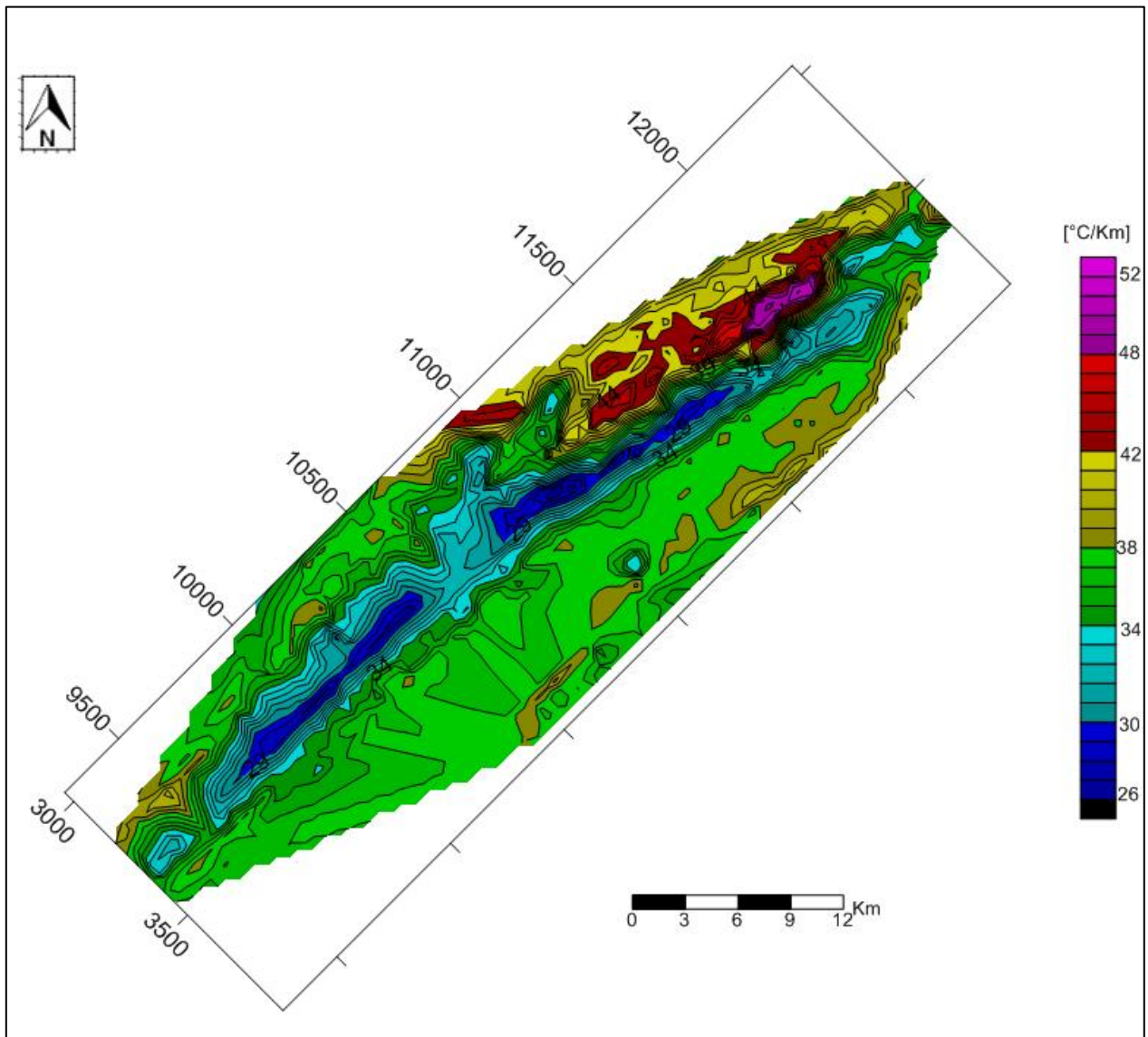
VOLUMEN	GRADIENTE GEOTÉRMICO [°C/Km]			
	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación Estándar
A	28,17898	56,8489	33,8981	2,5282
B	24,19952	53,0081	37,5429	4,8704

Figura 35 Mapa del Gradiente Geotérmico Volumen A



Fuente: Autor

Figura 36 Mapa del Gradiente Geotérmico Volumen B



Fuente: Autor

10.3 VARIABILIDAD GRADIENTE GEOTERMICO

A continuación se presentan los resultados de la interpretación realizada frente a las anomalías de gradiente geotérmico aludido a los volúmenes sísmicos:

10.3.1 Volumen A

Para el Volumen A se encontraron tres principales tendencias a lo largo del volumen con respecto al gradiente geotérmico, de esta manera se hizo un análisis desde el punto de vista de geología estructural, para generar posibles hipótesis para las anomalías presentadas en el presente trabajo. Esta interpretación se basó en el reconocimiento de las fallas principales, discordancias mayores, y cambios en geomorfología sobre los volúmenes:

Fallamiento

Las zonas con incremento del gradiente están asociadas principalmente a fallas de tipo normal, con vergencia hacia el NE. La geometría de las fallas se determinó a partir de la teoría planteada en (Shaw *et al.* 2004):

- Terminación de los reflectores sísmicos o cambios abruptos de las reflexiones sobre la superficie de falla.
- Terminación de los flancos de los pliegues o bandas kink.
- Reflexión directa del plano de falla.

Chimeneas Sísmicas

Se observaron zonas con supresión de información sísmica en forma casi columnar, las cuales están asociados a los más altos gradientes geotérmicos sobre el volumen A. Varios procesos diferentes pueden ser responsables de este blanqueamiento, incluyendo: (1) la falta de penetración de la energía debido a una dura superficie suprayacente que refleja la mayor parte de la onda de campo (Riedel, 2010), (2) dispersión y la atenuación de la energía por gas (por ejemplo, Hovland y Judd 1988), y (3) destrucción física de los estratos sedimentarios (necesario para generar reflexiones

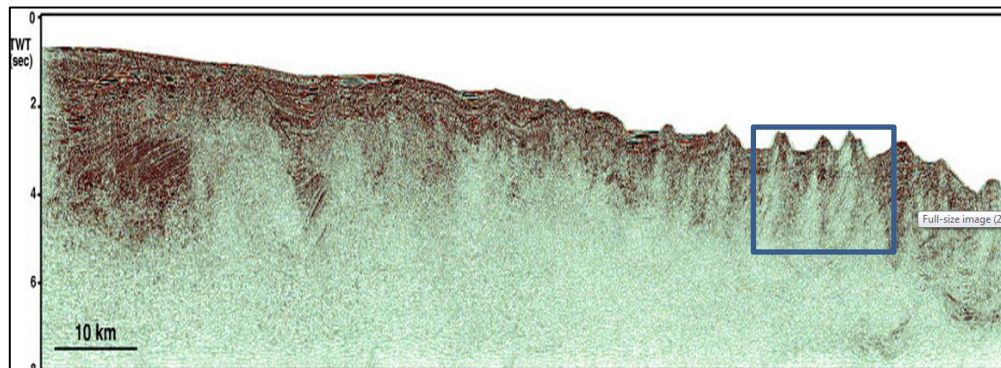
coherentes), ya sea por una fuerte migración de fluidos (Robertson,1996) o por deformación tectónica.

El primer mecanismo, la falta penetración de energía, se considera poco probable ya que no se observa un horizonte fuertemente reflectante encima de la zona en blanqueamiento. Las causas de los escenarios (2) y (3) pueden ser viables para la supresión de la amplitud observada. Ambos procesos implican un aumento localizado de flujo de fluidos en la zona de estabilidad de los hidratos de gas. En el caso de (2), fluidos de gas inyectados en chimeneas de gas han sido reportadas en numerosas otras provincias de hidratos de gas en todo el mundo (Riedel et al, 2002;. Wood et al, 2002;. Liu y flamencos, 2007; Haacke et al, 2008b en Max, 2003). En el caso de (3), si la destrucción estratigráfica está tectónicamente impulsada, el aumento de la permeabilidad a través de la generación de fallas y fracturas estimula el flujo de fluido.

Para el Volumen A, dos posibles causas pueden ser aludidas a estas chimeneas sísmicas; la primera debido a chimeneas de gas las cuales pueden causar anomalías de baja velocidad y son visibles en los perfiles sísmicos como áreas de calidad deficiente de los datos, o zonas de supresión o blanking. Una característica de las chimeneas de gas es que la supresión sísmica oscurece reflectores débiles, mientras que las porciones de fuertes reflectores aún se pueden observar

Si embargo esta supresión sísmica puede ser asociada a una segunda hipótesis, diapiros de lodo, los cuales han sido observados en otros lugares del mundo algunos alcanzando la superficie del Fondo oceánico y pueden ser observados como diapiros salinos como el Prisma de Makran y que se asemejan a las expresiones en la sísmica 3D del volumen A, ver Figura 37.

Figura 37. Expresiones sísmicas de los diapiros de lodo en el Prisma de Makran



Tomado de Grando y MacClay, 2007

Volumen B

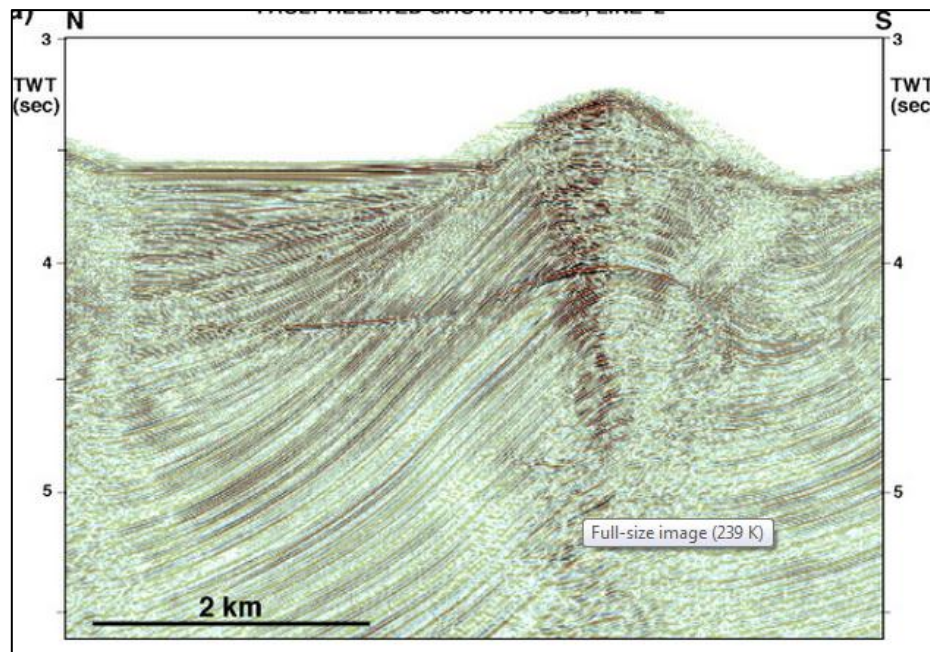
Sobre este volumen se presentan diferentes valores de gradiente, a continuación se describen los casos con anomalías en este:

Primer Caso:

Hacia la parte Noroeste del volumen se presenta una estructura de tipo anticlinal con estratos de crecimiento hacia los flancos y fallas de tipo normal hacia el eje de la estructura. La zona de estabilidad de los hidratos aumenta cuando se acerca hacia la cuspide de este anticlinal en lugar de disminuirla como se esperaría inicialmente, este hecho conduce a que se presenten los valores más bajos del gradiente geotérmico de todo volumen ya que el espesor de la zona de estabilidad de los hidratos de gas es inversamente proporcional al gradiente. Una posible explicación a este hecho según Hydman (Comunicación escrita, 2013) es que si el anticlinal es resultado de una falla inversa, el cabalgamiento de material cercano a superficie bajo el alto topográfico reduce el flujo de calor y el gradiente de temperatura vertical, lo cual podría incrementar la profundidad del BSR con respecto al fondo oceánico como se presenta en el volumen B.

Una estructura geologica similar fue reportado en el prisma de Makran (Pakistan), ver figura 38, donde se observan estratos de crecimiento asociados a fallas sobre el margen oeste sobre el sistema de fallas imbricadas. De igual forma se observa el reflector BSR cortando los estratos como se observa en el volumen B.

Figura 38. Estructura análoga al volumen B en el Oeste del prisma de Makran



Tomado de Grando y MacClay, 2007

Segundo Caso:

A medida que aumentamos hacia el NorEste del Volumen la estructura anticlinal se ve afectada por una gran falla Normal cerca del eje de la estructura en dirección Noreste. Cuando nos desplazamos más hacia el Noreste del volumen se observa como la estructura anticlinal cede por este gran falla, y logra exponer las capas de los sedimentos más profundos por procesos erosivos posteriores.

Un contraste significativo entre el primer caso y el segundo con respecto al gradiente geotérmico es notorio, sobre el segundo caso el aumento del gradiente es mucho

mayor que con respecto al gradiente del primer caso dos premisas pueden ser aludidas a este hecho:

Hay una disminución del espesor entre el fondo oceanico y el BSR, la cual por defecto aumenta este valor del gradiente, esta disminución del espesor es aludida para el volumen B por una falla regional que expuso los estratos más profundos. Una posible explicación a este hecho podría ser la variación lateral de la conductividad térmica de los sedimentos, la cual es directamente proporcional a la velocidad, litologías diferentes tienen diferentes conductividades térmicas y por lo tanto diferentes gradientes geotérmicos (Comunicación escrita Hydman, 2013).

10.4 MECANISMOS DE FORMACIÓN DE HIDRATOS DE GAS EN EL CARIBE COLOMBIANO

La región Caribe ha sido una de las zonas geograficas del mundo más estudiadas desde el punto de vista geocientifico durante los últimos 50 años, sin embargo las condiciones geológicas y la evolución tectónica y geodinamica que ha tenido lugar en el caribe desde finales del periodo Cretacico hasta el presente, le han conferido a esta región una complejidad geológica sorprendente. A pesar de la enorme cantidad de información recabada durante décadas, aún persisten discrepancias entre diversos autores sobre los procesos específicos de formación de algunas cuencas y en general de la configuración final del proceso evolutivo de la placa Caribe (Burke 1988, Kerr *et al* 2005).

La actual configuración de las cuencas tipo “offshore” de Colombia ha sido el resultado de la deformación relacionada con los procesos de subducción colisión y acreción entre las placas Caribe, Suramericana y Nazca ocurridos entre el Cretácico Superior y el presente (Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento 2001). Estructuralmente la región Caribe, presenta un estilo transpresivo en la parte suroccidental (entre el arco de Panamá y Santamarta), mientras que la parte noroccidental (desde Santa Marta hasta la Alta

Guajira), presenta un estilo transtensivo, producto de la convergencia oblicua que ocurre entre las placas del Caribe y Suramérica.

La región del Caribe de Colombia, se comportó como un margen pasivo durante el inicio del tercer ciclo tectónico a principios del Mesozoico, afectada por fallas transformantes de dirección NW - SE, permitiendo configurar sistemas de "half graben" de margen inferior al sur y de margen superior al norte. Sin embargo, este cambia a una margen convergente durante los inicios del Cenozoico, el cual será aprovechado por la Placa del Caribe para migrar hacia el Nororiente durante el Paleógeno y hacia el Oriente durante el Neógeno. Así el Caribe Colombiano presenta un estado incipiente de subducción océano-continente que se manifiesta en la existencia de un prisma de acreción y deformación continental leve.

La deformación en el cinturón del Sinú-San Jacinto es similar a otros prismas de acreción como el prisma de Makran o Barbados. La cobertura sísmica muestra varios patrones distintos de reflectividad. El cinturón San Jacinto es caracterizado por una ausencia general de señales sísmicas coherentes exceptuando por sets de reflectores buzantes discontinuos. Esta incoherencia sísmica, baja densidad y ausencia de anomalías magnéticas de alta frecuencia son consistentes con la interpretación del Cinturón San Jacinto como un prisma de rocas sedimentarias altamente deformadas. El prisma de Sinú, sin embargo, es caracterizado sobre perfiles sísmicos marinos por reflectores discontinuos a continuos, amplitud media hasta alta, cortados por fallas, pliegues y diapiros.

El emplazamiento diapirico de domos de lodo y volcanes, han sido observado en lugares cercanos a las superficies de terminación de fallas de cabalgamiento, las cuales podrían haber sido inducidas tectónicamente. Los diapiros están compuestos de shales (Duque Caro, 1984) y pueden haber sido obtenidos cerca de las fallas de despegue basal. Ahora bien, la relación entre la formación de volcanes de lodo o diapiros encontradas en el Volumen A y B y la actividad tectónica compresional en un márgen acrecionado es poco conocida (Duque-Caro, 1984).

Las filtraciones de gas y volcanes de lodo son específicos de márgenes “activos” pero pueden ser también localizados sobre márgenes “pasivos” donde están generalmente localizadas en zonas de falla (Kvenvolden, 1985) o por reactivación de la actividad tectónica. Para que se desencadene una expulsión de fluidos suficientemente vigorosa como para originar vulcanismo de lodo es necesaria la combinación de dos factores (Milkov, 2000): una elevada tasa de sedimentación y una compresión tectónica lateral. De este modo, las características geológicas que típicamente reúnen las zonas con este tipo de actividad son: (a) una secuencia sedimentaria potente, que incluya capas arcillosas de comportamiento plástico, (b) gas a sobrepresión en estratos sedimentarios subyacentes subcompactados, y (c) fallas de origen tectónico o diapírico que puedan servir como canales de ascenso de los fluidos (Milkov, 2000; Dupré et al., 2007 en Canet *et al*, 2010). De hecho, en los márgenes activos, se ha demostrado que la distribución de las estructuras de eyección de lodo está tectónicamente controlada y la expulsión de los fluidos es provocada por esfuerzos tectónicos de compresión

Según Hyndman (1992), la formación de hidratos de gas puede estar afectada por el ambiente tectónico del área, dependiendo si están asociados a márgenes de tipo convergentes o pasivos. Por tanto, la presencia de características de migración de fluidos como fallamiento y diapirismo de lodo para los Volúmenes A y B, podrían ser indicadores de posibles rutas de migración de gases para la formación de los hidratos de Metano en el Caribe Colombiano, este tipo de fallamiento podría estar aludido a un ambiente tectónica compresional para la cuenca de Sinú “Offshore” y extensional para la cuenca Guajira “Offshore”, en donde el gas metano podría provenir tanto de manera local junto a los gases biogénicos o provenir de gases termogénicos, de fuentes profundas. El metano puede concentrarse en la zona de acreción por flujo de fluidos y ascender a través de canales a la zona de estabilidad para formar los hidratos de gas.

..

11 ANALISIS DE RESULTADOS

11.1 INCERTIDUMBRE DE LOS ESTIMADOS DE GRADIENTE GEOTÉRMICO

Los análisis de los datos y la discusión claramente sugieren que la evaluación de la incertidumbre en la estimación del gradiente geotérmico a través de los márgenes continentales varían de un sitio a otro, dependiendo de la información disponible (Riedel, 2010). El cálculo del gradiente geotérmico tiene derivado una serie de errores, y solo pueden ser discutidos de manera general.

Resumiendo los parámetros que son necesarios para la determinación del gradiente geotérmico, se listan a continuación el análisis de errores que conlleva cada variable:

- Temperatura a la profundidad del BSR y la Profundidad del BSR

Dependen de la función de velocidad-profundidad asumida o medida, el régimen de presión asumido (Hidrostático o entre Hidrostático y Litostático), y el diagrama de fase para la estabilidad de los hidratos de gas para el agua de poro y la química del gas.

De los anteriores parámetros, el que mayor incidencia tiene para la incertidumbre es quizás la temperatura a la profundidad del BSR. La compilación de las temperaturas a la profundidad del BSR sugiere que siete (7) de cada diez (10) evaluaciones dan valores de hasta ~3 K menores de lo esperado para la estabilidad de los hidratos de gas en un sistema dominado por el agua de mar y el Metano (Brown & Bangs 1995; Dickens, 1994 en Grevemeyer et al 2001). Los modelos actuales para la formación de hidratos de gas en sedimentos marinos generalmente asumen que el equilibrio de fases de un volumen de agua y la mezcla de gases medidos en el laboratorio se pueden aplicar directamente en la naturaleza (Grevemeyer et al 2001)

En la tabla No 9 se resumen brevemente los errores y se muestra que las estimaciones previas de los posibles errores/incertidumbres han sido demasiado optimistas (Yamano et al,1982; Cande et al, 1987; Kaul et al 2000). Posibles errores en profundidad pueden estar en el intervalo de 5-20 m, dependiendo de la profundidad al BSR y los datos de velocidad disponibles. Este tema se discute en la literatura de sísmica en mucho más detalle.(Grevemeyer *et al* 2001) Sin embargo, es importante señalar que los errores discutidos aquí y su incertidumbre en algunos parámetros pueden ser equilibrados por la incertidumbre de otros parámetros. (Riedel, 2010). Por ello no es posible calcular el error total utilizando los métodos estándar de propagación de errores. Por otra parte, la incorporación de información adicional de perforación o de otros programas de muestreo pueden disminuir la incertidumbre de ciertos parámetros (Grevemeyer *et al* 2001).

Es importante tener en cuenta que las incertidumbres a los errores en el agua de poro y composición del gas no han sido incluidas en esta tabla porque el rango de valores posibles depende en gran medida del entorno geológico.

Tabla 9-Resumen de errores asociados con la evaluación del Gradiente geotérmico

Propiedad	Magnitud de la Incertidumbre en %
Temperatura a la profundidad del BSR calibrada por estudios de flujo de calor	5-10%
Temperatura a la profundidad del BSR a partir de modelos aceptados para la estabilidad de los hidratos de gas	10-20%
Temperatura del Fondo Oceánico	1-10%
Conversión de tiempos de viaje sísmicos a Profundidad	1-5%
Suma de Errores para Gradiente Geotérmico	5-35%

Ahora bien, para el análisis de cada una de las variables que afectan cuantitativamente el espesor de la capa de hidratos, cada una de los parámetros se varió dentro de unos rangos razonables y se tabuló su efecto.

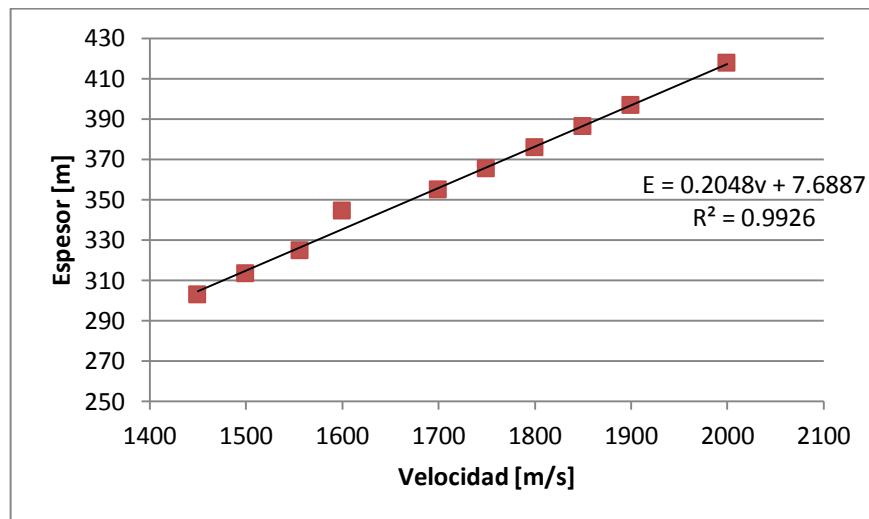
Primero, se determinó como se afecta cuantitativamente el límite de la zona de estabilidad de los hidratos de gas para la variables involucradas, es decir la velocidad de la onda P en los sedimentos y la diferencia en tiempo de la profundidad del BSR y el del SF. Para la variación del espesor de la capa de hidratos con respecto a la velocidad de la onda P en los sedimentos, se tomo un caso puntual para los siguientes valores fijos:

Twt BSR=1989.2

Twt SF=1571.792

Se hizo el cálculo del espesor de la capa de hidratos variando las velocidades de la onda P en los sedimentos a partir de 1450 m/s hasta 2000 m/s, para este estudio la velocidad promedio para el Volumen A fue de 1556,06 m/s y para el Volumen B de 1556,17 m/s.(Ver Figura 39)

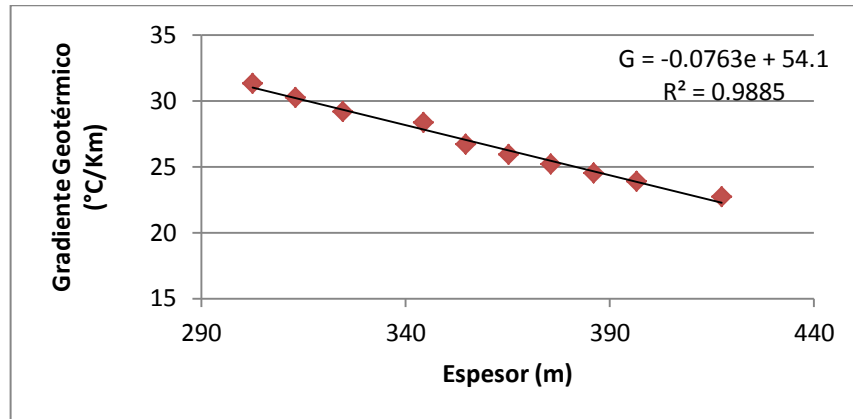
Figura 39 Velocidad vs Espesor Capa de Hidratos



De la figura 40 se puede inferir que en un incremento de velocidad de 50 m/s aumenta el valor del espesor de la capa de hidratos en 10.24 m aproximadamente

y disminuye el valor del gradiente geotérmico en 0.78 °C/Km aproximadamente, ver figura 35

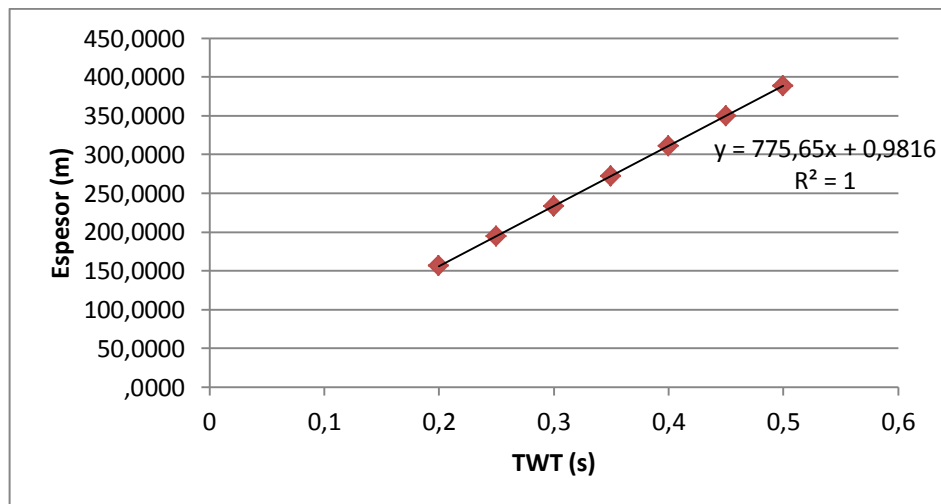
Figura 40. Espesor de la capa de Hidratos vs Gradiente Geotérmico



Para determinar cómo varía el espesor de la capa de hidratos con respecto a la variable del tiempo de tránsito, se tomó un caso puntual para los siguientes valores:

$V_s = 1556 \text{ m/s}$

Figura 41 Twt vs Espesor de la capa de Hidratos



De la figura 41 se puede inferir que en un incremento del tiempo de diferencia entre el reflector del BSR y el del fondo Oceánico de 0.1 s aumenta el valor del espesor de la capa de hidratos en 77.56 m aproximadamente.

12 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los presentes resultados de gradiente geotérmico en volúmenes sísmicos, se compararon con los estudios publicados anteriormente de gradiente en áreas cercanas de investigación de este proyecto.

Tabla 10. Valores de gradiente geotérmico estimados en otros estudios en el Caribe

Autor	Zona Guajira	Cuenca Sinú
García (1990)°C/Km	N/A	22,6 °C/Km
Lopez (2005)°C/Km	30 ±3.26 °C/Km	27±8°C/Km
El presente estudio	33,89±2.52°C/Km	37,54±4,87°C/Km

Al comparar los resultados del presente estudio, se encuentra que los valores promedios del gradiente geotérmico estimados son similares para la cuenca Guajira, pero difieren con respecto a la cuenca Sinú. López (2005) considera el gradiente geotérmico para la región Norte del Caribe muy homogéneo en cada una de las zonas, con algunos altos y bajos muy locales del orden de 5°C/km por encima y por debajo del valor base, lo cual discrepa con los resultados del presente estudio donde se observan variabilidad en los porcentajes de participación para los diferentes rangos establecidos, ver ítem 9,2.5

Los estimados de gradiente geotérmico para un volumen sísmico cercano a la cuenca Sinú, considerada por algunos expertos perteneciente a un prisma de acreción, tienen un valor promedio de 37,54 ±4,87, lo cual la hace más caliente que con respecto a la cuenca Guajira, este valor promedio es muy similar a otros valores de gradiente estimados a través de BSR en otros lugares del mundo que

se consideran pertenecientes a prismas de acreción, los cuales en su mayoría están en el orden de 40°C/Km, exceptuando el prisma de Makran, ver Tabla 11

Tabla 11. Valores de gradiente geotérmico estimados en otros Prismas de Acreción

LUGAR	AUTOR	GRADIENTE GEOTÉRMICO (°C/km)
Blake Ridge	Shiple et al 1979	40
		41.7
Nankai Trough	Yamano et al 1982	41.5
Makran	Vohat,2003	33.7
Cinturón Deformado del Caribe Sur	Ladd et al 1984	40

Las estructuras geológicas asociadas al reflector BSR en el prisma de Makran, donde esta comprobada la presencia de hidratos de gas son muy similares a las encontradas en el volumen B .

Los valores del gradiente geotérmico encontrados en el presente estudio se compararon con los datos estimados por la base de datos global de gradiente geotérmico del mundo (:<http://www.heatflow.und.edu/>), debido a la poca información disponible de Piston Core y Flujo de calor estos datos son losa más proxima a comparar con respecto a los estimados en el presente estudio que oscilan cerca de 40 °C/Km.

13 CONCLUSIONES

Se estimó el límite de la zona de estabilidad asumiendo como base el reflector simulador de fondo oceánico (BSR) y a partir de la superficie del Fondo Oceánico se estimó el máximo espacio teórico de la zona de Estabilidad de los hidratos de gas para dos volúmenes 3D en el Caribe Colombiano. El espesor promedio para el volumen A es $315,3883 \pm 44,70$ metros y para el volumen B de $440,2098 \pm 44,70$ metros

Se implementó una metodología para estimar el gradiente geotérmico a partir del BSR para dos volúmenes seleccionados en el Caribe. Para el Volumen A con un área de 500 Km^2 , los valores de gradiente geotérmico varían en un rango de 29 a 52 °C/Km con un promedio de $33.15 \pm 2.80 \text{ °C/Km}$ para el volumen A, los valores más altos de valores de gradiente para este volumen están probablemente asociados a fallas normales y a expresiones en la sísmica 3d como chimeneas sísmicas asociadas a diapiros salinos. Para el Volumen B con un área de 224 Km^2 cercano a la cuenca Sinú Offshore los valores de gradiente varían entre 17 y 47 °C/Km , con un promedio de $37.9 \pm 5.42 \text{ °C/kM}$. Los valores más altos para este volumen podrían estar asociados a las propiedades internas de las rocas como la conductividad térmal de la roca, la cual influye en el comportamiento del gradiente geotérmico ya que las rocas más profundas fueron expuestas en superficie en la parte Sur del Volúmen debido a procesos de erosión.

Se determinó como se afecta cuantitativamente el límite de la zona de estabilidad para las dos variables que determinaban el cálculo del espesor de la capa de hidratos, velocidad de la onda P en los sedimentos y el tiempo de diferencia entre el BSR y el fondo oceánico.

Para un incremento de velocidad de 50 m/s aumenta el valor del espesor de la capa de hidratos en 10.24 m aproximadamente y disminuye el valor del gradiente geotérmico en 0.78 °C/Km , y para la segunda variable del tiempo (s), por cada

incremento del tiempo de diferencia entre el reflector del BSR y el del fondo Oceánico de 0.1 s aumenta el valor del espesor de la capa de hidratos en 77.56 m aproximadamente.

Se generaron mapas de contornos para cada una de las variables que afectan el gradiente geotérmico una vez se aplicó el método de Krigging y se georeferenciaron los datos para implementarlos en el SIG, debido a la confidencialidad de los datos suministrada por ECOPETROL S.A este SIG no podrá ser publicado.

La ecuación seleccionada para el cálculo del gradiente geotérmico es la aproximación más sencilla y a su vez más robusta que se puede usar y que cumple a satisfacción con los objetivos de este trabajo, lo cual coincide con lo planteado con Shankar, 2010.

Se reconocieron dos tipos de ocurrencia del BSR en el área de estudio. Del tipo intracuenca (Intra-Basin Tipe) y del tipo cinturón (Anticlinal Ridge Type), el cual según la clasificación de Lin *et al* 2009, pertenece a márgenes activos asociados a prismas de acreción.

14 RECOMENDACIONES

Se recomienda no tomar un valor único de gradiente geotérmico para el Caribe, ya que se observan fuertes anomalías en los volúmenes con rango de valores entre 30-40 °C/Km

Para el cálculo de la presión sobre la base de la zona de Estabilidad de los hidratos de gas, tener en cuenta, el valor de la densidad del agua ya que esta puede variar en la columna de agua, estas variaciones no producen un efecto significativo en el valor del potencial calculado, esto no quiere decir que no valga la pena ahondar un poco más en el asunto. Adicionalmente es necesario analizar como las diversas variaciones del valor de la gravedad (latitud, profundidad y densidad del medio), influyen en el cálculo de la presión.

Con el fin de estimar la temperatura sobre el fondo marino en el presente estudio se utilizó un gradiente hidrotérmico teórico, pero se recomienda utilizar varios gradientes hidrotérmicos, mediante datos reales de CTDO y luego comparar los valores de temperatura del fondo calculados mediante este nuevo gradiente hidrotérmico, contra valores de temperatura medidos directamente en pozos, piston core o heat flow sites sobre el fondo marino

Realizar un análisis del comportamiento espacial de los datos puntuales reales de flujo de calor y gradiente geotérmico existentes para el Caribe colombiano

El presente estudio expone una metodología aceptable, pero se reconocen ciertas limitaciones dadas por la ausencia de datos propios del comportamiento de los gases formadores de hidratos de gas en el Caribe para establecer el tipo de ambiente de formación de los hidratos de gas.

15 BIBLIOGRAFÍA

BARRERO, D., PARDO, A., VARGAS C, 2007. Colombian sedimentary basins: nomenclature, Boundaries and petroleum Geology, a New Proposal. Primera Edición. Bogotá-Colombia.

BIRCHWOOD, R.; DAI, J.; SHELANDER, D.; BOSWELL, R.; COLLETT, T.; COOK, A.; DALLIMORE, S.; FUJII, K.; FUKUHARA, M.; KUSAKA, K.; MURRAY, D.; SAEKI, T., 2010, Developments in gas hydrates. Oilfield Review. Vol 22, pp 18–33

BOUYASSE, P., WESTERCAMP, D. & ANDREIEFF, P. (1990):The Lesser Antilles island arc , Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, Vol 110: 29-44

BROWN HE, HOLBROOK WS, HORNBAACH MJ, NEALON J (2006) Slide structure and role of gas hydrate at the northern boundary of the Storegga Slide, offshore Norway. Mar Geol 229:179–186.

BURKE, K., 1988: Tectonic evolution of the Caribbean: Annual Revue of Earth and Planetary Sciences vol 16: 201-230 p

CAICEDO J. Y PINTO N., 2003. Esquemas de explotación de Yacimientos de hidratos de gas, primera aproximación de un modelo matemático para el esquema de despresurización. Bucaramanga: Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander.

CANDE, S., LESLIE,R.,PARRA, J.,HOBART, M.,1987. Interaction between the Chile Ridge and Chile Trench: Geophysical and geothermal evidence: Journal of Geophysical Research, v 92, p 92495-92520

CANET, C; LEDESMA,R; 2010; Fluid infiltration and Escape into the Seabed Sedimentary; Revista Macla, vol 12; 04-09 p

CARROLL., 2003. Natural Gas Hydrates: A Guide for Engineers, Gulf Professional Publishing, Amsterdam, 406 pp

COLLETT TS.,2002. Energy resource potential of natural gas hydrates. AAPG Bull 86:1971–1992

CORREDOR, F., VILLAMIL, T. & SHAW, J.H., 2004 Imbricate fault-related folding, South Caribbean Basin, Colombia.- Shaw, J.H., Connors, C. & Suppe, J., eds.- Seismic Interpretation of Contractional Fault-Related Folds. An AAPG Seismic Atlas, Studies in Geology 53. p. 126-130.

CURRENT J,D.; 2003. Heat flow and geothermal gradient from a bottom simulating reflector: A case study, scientific correspondence

DERMIBAS, A.,2010. Methane Gas Hydrate. Springer, New York, 186 pp.

DICKENS, G.R,QUINBY-HUNT,M.S, 1994. Methane hydrates stability in seawater. Geophysics. Research. v 21, p. 2115–2118

DUNCAN, R. & HARGRAVES, R, 1984: Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame- The Caribbean – South America Plate Bondary and Regional Tectonics, Geological Society of America, Memoir 162, 81-93

DUQUE-CARO, H., 1972. Ciclos tectónicos y sedimentarios en el Norte de Colombia y sus relaciones con la paleoecología: Boletín Geológico Ingeominas, v.19, no 3, p 1-23

DUQUE-CARO, H., 1973. The geology of the Montería area: Colombia Society of Petroleum Geologist and Geophysicists, 14 th Annual Field Conference, Guidebook, p 397-431

____1979. Major structural elements and evolution of northwestern Colombia. AAPG Memoir 29, p 329-351

____1990. The Chocó Block in the northwestern corner of South American: Structural tectonostratigraphic and paleogeographic implications. Journal of South American Earth Sciences, v 3., p 71-84

DUQUE-CARO, H., GUZMAN, G.,1995. Geología de la plancha 38: Informe No. 2188, Ingeominas.

ECOPETROL,2002. Cartografía geológica de los Cinturones Plegados Sinú-San Jacinto, Informe ejecutivo.

ENGLEZOS, P., KALOGERAKIS, N., DHOLABHAI, P.D., BISHNOI, P.R 1987,CHEMICAL ENG. SCI., vol 42, P 2647

FLINCH, J.F., GRAND, M.V., CASERO, P., 2000. Accretion and obduction along the Sinú-Lower Magdalena area (Northern Colombia): Memoria VII Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las cuencas Subandinas, Sociedad Venezolana, p 218-229

FLINCH, J.F., 2003. Structural evolution of the Sinú-Lower Magdalena Area (Northern Colombia). AAPG Memoir 79, p 776-796

GANGULY, N., SPENCE GD, CHAPMAN N.R., HYNDMAN R.D, 2000, Heat flow variations from bottom simulating reflectors on the Cascadia margin. Mar Geol 164:53–68

GARCIA, M., 1990. Hydrocarbon maturation and clay diagenesis in the Tolú area, Northwestern Colombia. Wyoming: M.Sc Thesis. Department of Geology and Geophysics, University of Wyoming.

GÓMEZ C., LEÓN J., 2000. Recuperación de gas Metano en yacimientos de hidratos de gas en la cuenca Colombia como futura fuente de energía. Bucaramanga: Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander.

GRANDO G., McCLAY K., 2007. Morphotectonic domains and structural styles in the Makran accretionary prism, Offshore Iran. Sedimentary Geology, vol 196, 157-179.

GREVEMEYER, J., VILLINGER, I., 2001. Gas hydrate stability and the assesment of heat flow through continental margins: Geophysical Journal International, 145, 646-660.

GRIBOULARD. R., FAUGERES, J.C., BLANC, G., GONTHIER, E. AND VERNETTE, G., 1989. Nouvelles évidences sédimentologiques et géochimiques de l'activié actuelle du prisme Sud Barbade. C. R. Acad. Sci., Paris, 308: 75-81.p

GUPTA S.K., 2006. Basin architecture and petroleum system of Krishna Godavari Basin, east coast of India, Lead Edger 25 (7), p 830-837.

HOLBROOK, W.S., GORMAN, A.R., HORNBAACH, M., HACKWITH, K.L., NEALON, J., LIZARRALDE, D., ANDPECHER, I.A. 2002, Seismic detection of marine methane hydrate, The Leading Edge, vol 21, 686–689p

HOVLAND M, JUDD AG., 1988. Sea Bed Pock-Marks and Seepages, Impact on geology. Graham and Trotman Ltd, London, 97 p

HYNDMAN, R.D., AND DAVIS, E.E., 1992, A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflectors by vertical fluid expulsion, *Journal of Geophysical Research*. Vol. 97; p. 7025-7041

INGEOMINAS, 1997 Atlas Geológico Digital de Colombia, escala 1:500.000.

KAUL, N., ROSENBERGER, A., VILLINGER, H., 2000, Comparison of measured and BSR-derived heat flow values, Makran accretionary prisms, Pakistan: *Marine Geology*, v 164, 37-51 pp

KELLLOGG, J., VEGA, V., 1995. Tectonic development of Panamá, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from global positioning systems geodetic studies and gravity. *Geological Society of America Special Paper* 295. P, 75-90.

KERR, A.C., TARNEY, J., 2005: Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus, *Geology* 33 (4): 269-272.

KVENVOLDEN, K.A., MCDONALD T.J., 1985. Gas hydrates of the Middle America Trench., *Deep Sea Drilling Project Leg 84, Initial Reports, Deep Sea Drilling Project*. Vol 84; p. 667-682.

KVENVOLDEN, KA., 1988, Methane hydrates and global climate. *Glob Biogeochem Cycle* 2:221–229.

LADD, J., TRUCHAN, M., TALWANI, M., STOFFA, P.L., BUHL, P., HOUTZ, T., MAUFFRET, A. & WESTBROOK G., 1984. Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean. *Geological Society of America Memoir*, 162: 153-159

LIN, C.-C., TIEN-SHUN LIN, A., LIU, C.-S., CHEN, G.-Y., LIAO, W.-Z., SCHNURLE, P., 2009. Geological controls on BSR occurrences in the incipient arc-continent collision zone off southwest Taiwan. *Marine and Petroleum Geology* 26(7), p. 1118–1131.

LOPEZ, C., 2005. Determinación del gradiente geotérmico a partir del reflector simulador de fono. Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 100 pp.

LOPEZ, R., 2005. Evolución tectónica de la Región Caribe de Colombia, Ingeominas, 51 p.

LOPEZ, C., OJEDA., G., 2006. heat flow in the colombian caribbean from the bottom simulating reflector (bsr)., revista ciencia, tecnología y futuro, vol. 3, p 29-39.

MAKOGON, Y.F.,1997. Hydrates of hydrocarbons.PennWell Books, Tulsa, 482p

MANTILLA, A., ALFONSO, C.A., JENTZSCH, G., KLEY, J.,2005. Crustal structure of the southwestern Colombian Caribbean area. 6th international Symposium on Andean Geodynamics(ISAG), P 472-476.

MAX, M.D., 2003. Natural Gas Hydrates: In oceanic and Permafrost Environments, Kluwer Academic Publishers, Boston, 411 pp.

MELO, C. E., 2008, Análisis de la presencia de hidratos de Metano con los Horizontes Sísmicos BSR al Suroeste de la península de Baja California, Mexico, 88 p

MESCHEDE, M. AND FRISCH, W., 1998. A plate Tectonic Model the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. Tectonophysics, vol 7:,296 – 291pp

MIENERT, J., HENRIET, J.P.,1998. Gas Hydrates: Relevance to world margin stability and climatic change, Geological Society Special Publication, Vol 137, 333 pp.

MILKOV, A.V.,2000. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. Marine Geology vol 167, 29–42p

PIRMEZ,C.,FLOODE,R.D, ERCILLA, G, 1998. Constrasting submarine fans of the Amazon and Magdalena Rivers (Abs.): AAPG International Conference and Exhibition, Extended Abstract Volume, Río de Janeiro, Brazil, p.410.

PLATA, M.,2009. Análisis de variación de la amplitud sísmica con la distancia fuente-receptor en calizas de la Formación Jimol, Guajira Costa afuera, Bucaramanga,Universidad Industrial de Santander, Tesis de Pregrado, 153p.

RAMÍREZ. V,2007; Stratigraphic framework and petroleum systems modeling Guajira Basin Northern Colombia. Tesis de Maestría, Universidad de Alabama.

RENZ, O. 1956, Cretaceous in Western Venezuela and Guajira Colombia: Paper present at 20th International Geological Congress. Mexico City.

RIEDEL, 2010. Geophysical Characterization of Gas Hydrates: pp. i-xviii. print ISBN: 978-1-56080-218-1.

ROBERTSON, A. 1996. Mud volcanism on the Mediterranean Ridge: Initial results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Geology* 24, p.239–242

ROLLINS, J. F. 1960, Stratigraphy and Structure of the Guajira Peninsula, Northwestern Venezuela and Northeastern Colombia. PhD Thesis, University of Nebraska., Lincoln, Nebraska.

RUIZ, C., DAVIS, N., BENTHAM, P., PRICE, A., CARVAJAL, D. 2000. Structure and tectonic evolution of the South Caribbean Basin, southern offshore Colombia: A progressive accretionary system: Memoria VII Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, p. 334-335.

SARMIENTO, L., 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences From Tectonic Models. Ph.D Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam. 296 p.

SHANKAR, U., THAKUR, N.K., & REDDI, S.I., 2004. Estimation of geothermal gradients and heat flow from bottom simulating reflector along the Kerala-Konkan basin of Western Continental Margin of India. *Current Science*, vol 2, 87 p.

SHANKAR, U., RIEDEL, M., SATHE, A.V., 2010 Geothermal modeling of the gas hydrate stability zone along the Krishna Godavari Basin. *Marine Geophysical Researches* Vol 31:p 17-28.

SHAW J., CONNORS C., SUPPE J., 2004. Seismic interpretation of contractional Fault-Related Folds, AAPG Seismic Atlas, studies in Geology No. 53, Tulsa, Oklahoma., 58 p

SHIPLEY, T.H., M.H. HOUSTON, R.T. BUFFLER, F.J. SHAUB, K.J. MCMILLEN, J.W. LADD, AND J.L. WORZEL, J.L., 1979. Seismic reflection evidence for the

widespread occurrence of possible gas-hydrate horizons on continental slopes and rises, AAPG Bulletin. Vol 63; p. 2204-2213.

SLOAN, E.D., 1998 Clathrate Hydrates of Natural Gas, 2d ed. Nueva York, Marcel Dekker, 705 p

SLOAN ED, KOH CA., 2008 Clathrate hydrates of natural gases, 3rd edn. CRC, Boca Raton, 683 p.

TABOADA, A., RIVERA, L. A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J., AND RIVERA, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intra-continental deformation (Colombia), Tectonics, vol 19 , 787–813 p

THAKUR & RAJPUT E-R , 2011, Exploration of Gas hydrates: Geophysical Techniques), Exploration of Gas hydrates: Geophysical Techniques, 1st Edition. 380 p, Springer Publications ISBN: 978-3-642-14233-8.

VOHAT, P., SAIN, K., THAKUR, N.K., 2003. Heat flow and geothermal gradient from a bottom simulating reflector: A case study, Current Science, Vol 85, No. 9; p- 1263-1265

YAMANO, M., UYEDA, S., AOKI, Y, SHIPLEY, H., 1982. Estimates of heat flow derived from gas hydrates: Geology, V10, p 229-343