

**MODELADO DE CAUSAS GEOLÓGICAS GENERADORAS DE
SOBREPRESIÓN. APLICACIÓN PARA LA FORMACIÓN
CARBONERA EN EL CAMPO DE CUPIAGUA DEL PIEDEMONTES
LLANERO COLOMBIANO**

**JANEL ANDREA BUENO CRUZ
JAVIER OSWALDO MENDOZA ESTUPIÑÁN**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍA FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2008**

**MODELADO DE CAUSAS GEOLÓGICAS GENERADORAS DE
SOBREPRESIÓN. APLICACIÓN PARA LA FORMACIÓN
CARBONERA EN EL CAMPO DE CUPIAGUA DEL PIEDEMUNTE
LLANERO COLOMBIANO**

**JAEI ANDREA BUENO CRUZ
JAVIER OSWALDO MENDOZA ESTUPIÑÁN**

TESIS DE GRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

Director

Luís Eduardo Moreno Torres
Docente UIS

Co-Director

Darwin Mateus Tarazona
Geólogo Interventor-ICP

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍA FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2008**

DEDICATORIA DE JAEL

En primera instancia quiero agradecer a Dios por darme la vida,
la salud y la fuerza para terminar este proyecto.

A mi madre y a mis hermanos que fueron siempre mi mayor
apoyo e inspiración para salir adelante en los momentos más
difíciles de mi vida.

A mis amigos que siempre estuvieron presentes cuando más los
necesite y que no dudaron nunca en brindarme una palabra de
aliento y fortaleza.

Y por último a la familia Mendoza quienes me ofrecieron un
cálido abrazo y una buena compañía todo este tiempo que pude
compartir con ellos, en especial a J. M. quien siempre estuvo ahí
apoyándome.

A todos mil gracias...

DEDICATORIA DE JAVIER

Antes que todo quiero dar gracias a Dios por darme una maravillosa familia que han sido los pilares de mi formación, a mí mamá y mi papá por el afecto y la confianza que me han dado, a mi hermana por ser un buen modelo a seguir y a todos mis familiares por brindarme su apoyo. Mi formación académica se la agradezco al INEM por forjar las bases para mis conocimientos y a la Universidad Industrial de Santander Por la formación profesional y ética Al grupo de estabilidad de pozo por generar en mí el incentivo de la investigación, A mi compañera de tesis por ser una gran persona y una excelente investigadora y finalmente a todos mis amigos por que en ellos he encontrado el soporte para ser una buena persona.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos de todo corazón a la Universidad Industrial de Santander y a la Escuela de Geología por la formación académica que nos brindó; al Instituto Colombiano del Petróleo (ICP) por brindarnos el apoyo y permitirnos realizar nuestra tesis de pre- grado en compañía del Grupo de Investigación Estabilidad de Pozo.

A Yully Paola Solano por su colaboración a inicio de la investigación; a Darwin Mateus Tarazona por la confianza que depositó en nosotros para realizar este trabajo, a Luís Eduardo Moreno Torres por su dirección y compromiso en la investigación y Germán Meza, Reinel Corzo, Olga Lucía Villareal, Mario Alberto Patiño, Ricardo Andrés Moncada, Maria del Pilar Marín y demás personas que aportaron sus juicios e ideas en este estudio.

Por último a los profesores calificadores Jorge Eduardo Pinto y Carlos Julio Monsalve por su tiempo y sensatez a la hora de evaluar nuestro trabajo realizado.

RESUMEN

MODELADO DE CAUSAS GEOLÓGICAS GENERADORAS DE SOBREPRESIÓN. APLICACIÓN PARA LA FORMACIÓN CARBONERA EN EL CAMPO DE CUPIAGUA DEL PIEDEMONTE LLANERO COLOMBIANO*

JAEL ANDREA BUENO CRUZ**
JAVIER OSWALDO MENDOZA ESTUPIÑAN**

Palabras claves: Sobrepresión, flujo de calor, subsidencia, tasas de sedimentación.

El desconocimiento de las causas geológicas generadoras de sobrepresión en el Piedemonte Llanero Colombiano no permite una caracterización adecuada de dichas zonas. Por tal motivo se plantea determinar las principales causas que generan altas presiones en la Formación Carbonera, a partir de los procesos de compactación en el análisis de la rata de sedimentación, historia de enterramiento de la cuenca y evolución termal. Por consiguiente determinar, localizar y evaluar flujos de calor, tasas de sedimentación, subsidencia tectónica y modelación de presión son fundamentales para dar explicación a las sobrepresiones.

Tomando como base 21 pozos para el análisis de las características geoquímicas de la Formación Carbonera a lo largo de la cuenca, 8 pozos para determinar la tendencia de la rata de sedimentación en el campo Cupiagua y 18 pozos para modelar y mapear curvas de subsidencia, temperaturas y paleopresiones; sugieren que no hay un mayor aporte por factores de expansión volumétrica de la materia orgánica debido a que la formación se encuentra inmadura y presenta un contenido de materia orgánica predominantemente pobre.

Los mayores valores de presión de poro y las mayores subsidencias muestran una tendencia hacia el NE del Campo con los pozos Cupiagua H11, H8 y H15, la cual se correlaciona evidentemente con los resultados obtenidos para, tasas de sedimentación, flujos de calor, subsidencia tectónica. Por lo anterior se concluye que enmarcar adecuadamente el modelo geológico de la zona, hará entender el comportamiento de las causas que generan sobrepresiones y su relación directa en las áreas con estas anomalías.

* Proyecto de Grado

** Facultad de Ciencias Fisicoquímicas, Escuela de Geología. Director: Luis E. Moreno, Codirector: Darwin Mateus.

SUMMARY

MODELING OF GENERATING GEOLOGICAL CAUSES DE OVERPRESSURE. APPLICATION FOR THE CARBONERA FORMATION IN THE FIELD DE CUPIAGUA OF THE PIEDEMONTE COLOMBIANO LLANERO*

JAEL ANDREA BUENO CRUZ**
JAVIER OSWALDO MENDOZA ESTUPIÑAN**

Keywords: Overpressure, heat flow, subsidence, sedimentation rate.

The lack of knowledge of the geological causes that generates overpressure in the Piedemonte Llanero Colombiano doesn't allow an adequate characterization of these areas. For that reason, we try to determine the main causes that generate the high levels of pressures in the Carbonera Formation, taking into account the compaction processes in the analysis of the sedimentation rate, burial history of the basin and thermal evolution. Consequently to determine, to locate and to evaluate flows of heat, sedimentation rates, tectonic subsidence and modeling of pressure are essential in the explanation of the overpressure.

Taking into account 21 wells for the analysis of the geochemistry characteristic of the Carbonera Formation along the basin, 8 wells to determine the sedimentation rate tendency in the Cupiagua field and 18 wells to model and map subsidence curves, temperatures and paleopressures; suggest that there is not a high level of contribution for volumetric expansion factors of the organic matter because the formation is immature and it presents a content of mainly poorest organic matter.

The biggest of pore pressure values and the biggest subsidence show a tendency toward the NE of the Field with the H11, H8 and H15 Cupiagua wells, which is obviously correlated with the obtained results for, the sedimentation rates, flows of heat, tectonic subsidence. Based on what was mentioned before, it is concluded that to frame the geologic pattern of the area, will make understand the behavior of the causes that are generating the overpressures and its direct relationship in the areas with these anomalies.

* Undergraduate thesis.

** Faculty of Physic-Chemistry Engineering; School of Geology. Director: Luis E. Moreno, Codirector: Darwin Mateus.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	2
2.1. OBJETIVO GENERAL	2
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
3. METODOLOGÍA	3
3.1. ETAPA 1	3
3.2. ETAPA 2	3
3.3. ETAPA 3	3
4. FUNDAMENTOS DE LA GEOMECANICA	5
4.1. CONCEPTO	5
4.2. ESPECIFICACIONES	5
4.3. INFLUENCIAS EN LA ESTABILIDAD DE POZOS	6
4.4. PARAMETROS QUE AFECTAN LA ESTABILIDAD DEL POZO	6
5. GEOLOGÍA REGIONAL	9
5.1. ESTRATIGRAFÍA	9
5.1.1. Formación Une	9
5.1.2. Formación Gacheta	12
5.1.3. Formación Guadalupe	12
5.1.4. Formación Barco- Los Cuervos	13
5.1.5. Formación Mirador	13
5.1.6. Formación Carbonera	14
5.1.7. Formación León	14
5.1.8. Formación Guayabo	14
5.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	16
5.2.1. Falla Tesalia Pajarito	16
5.2.2. Falla Guaicáramo	17
5.2.3. Falla De Yopal	17
5.3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	18
5.3.1. CAMPO DE CUPIAGUA	20
6. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO	22
6.1. PRESIÓN DE PORO O PRESIÓN DE FORMACIÓN	22
6.2. CLASIFICACIÓN DE LAS CAUSAS DE LAS PRESIONES	24
6.2.1. ESFUERZO MECÁNICO	25
6.2.2. ESFUERZO TERMAL	28
6.2.3. TRANSFERENCIA DINÁMICA	30
6.2.4. OSMOSIS	31
6.2.5. EFECTO QUÍMICO	32
7. REGISTROS DE POZO	35
7.1. REGISTROS ELÉCTRICOS	35
7.1.1. Registro sísmico	36
7.1.2. Desventajas del registro sísmico	36

7.2. MÉTODOS DE EVALUACIÓN DE GEOPRESIONES	37
7.3. MÉTODOS DE PREDICCIÓN DE LA PRESIÓN DE PORO	37
7.3.1. Método de Eaton	38
7.4. METODOLOGÍA DESARROLLADA	39
7.5. CÁLCULO DE LA PRESIÓN DE FORMACIÓN (PORO)	40
7.5.1. Pozo Liria YR-5	41
7.5.2. Pozo Cupiagua Q6	43
8. GENERALIDADES DE LA GEOQUÍMICA	48
8.1. SISTEMA PETROLÍFERO	48
8.2. DENOMINACIÓN DE LOS SISTEMAS PETROLÍFEROS	49
8.3. TRANSFORMACIONES DE LA MATERIA ORGÁNICA	50
8.3.1. Diagénesis:	50
8.3.2. Catagénesis	50
8.3.3. Metagénesis	50
8.4. EVALUACIÓN DE ROCAS GENERADORAS	51
8.4.1. Determinación del Carbono Orgánico Total	51
8.4.2. Tipos de Kerógeno	52
8.4.3. MADUREZ TERMAL	53
8.5. FUNDAMENTACIÓN DE LABORATORIO	54
8.5.1. Pirolisis Rock Eval:	54
8.5.2. Temperatura Máxima (Tmax)	56
8.6. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LA FORMACIÓN CARBONERA	57
9. PERFILES DE COMPACTACIÓN	62
9.1. GENERALIDADES DE COMPACTACIÓN	62
9.2. TREN NORMAL DE COMPACTACIÓN	63
9.3. DETERMINACIÓN DE LA TENDENCIA NORMAL DE COMPACTACIÓN	64
9.3.1. Tren de compactación normal por pozo	64
9.3.2. Tren de compactación normal por eventos tectono-estratigráficos	74
10. DIAGRAMAS GEOHISTÓRICOS	80
10.1. MODELO DE ENTERRAMIENTO	80
10.1.1. Curvas de enterramiento	81
10.2. MODELO TÉRMICO	86
10.2.1. Flujo de Calor	88
10.2.2. Gradiente Geotérmico	88
10.2.3. Conductividad Térmica	89
10.3. RECONSTRUCCIÓN DE LA HISTORIA TÉRMICA	89
10.3.1. Interpretación de los flujos de calor	95
10.4. MODELO DE PRESIONES	105
10.4.1. Interpretación en la simulación de presiones	106
11. VALIDACIÓN DE LA METODOLOGÍA	120
12. CONCLUSIONES	121
13. RECOMENDACIONES	123

14. BIBLIOGRAFÍA	124
15. ANEXOS	128

LISTA DE FIGURAS

- ✓ **Figura 1.** Resumen de los factores que afectan la estabilidad de pozo. Tomado de Pdf. Wellbore Stability-AMOCO (2003). 7
- ✓ **Figura 2.** Columna Generalizada del área de estudio. Tomado de Fajardo (2000). 11
- ✓ **Figura 3.** Estilo de Trampas encontradas entre las Fallas de Yopal y Guaicáramo (Tomado de Martínez J, 2003). 18
- ✓ **Figura 4.** Localización geográfica del área de estudio. Tomado de Well Review, Cusiana-Cupiagua BP, Noviembre 2001. 19
- ✓ **Figura 5.** Mapa de ubicación de los pozos trabajados en el Campo de estudio 20
- ✓ **Figura 6.** Línea sísmica del área de Cupiagua. Tomado de Rojas L.E (2002). 21
- ✓ **Figura 7.** Esquema representativo de la presión de poro. Tomado de Pdf. Wellbore Stability-AMOCO (2003). 22
- ✓ **Figura 8.** Comportamiento de las presiones. Tomado de Pdf. Wellbore Stability-AMOCO (2003). 23
- ✓ **Figura 9.** Clasificación general de las causas generadoras de presiones anómalas. 25
- ✓ **Figura 10.** Modelo de Compactación de los Sedimentos. Tomado de Pdf. Wellbore Stability-AMOCO (2003). 26
- ✓ **Figura 11.** Esfuerzos compresivos Tomado de "GroupHomepage.asp". 27
- ✓ **Figura 12.** Deslizamiento de arcillas subcompactadas dentro de un plano de falla. Tomado de YIELDING et al., (1997). 28
- ✓ **Figura 13.** Flotación debido al contraste de densidades. Tomado de NOETH (2004). 29
- ✓ **Figura 14.** Efectos de la Migración de Fluidos. a) Por naturales, b) y c) Por medio artificial. Tomado de BOURGOYNE et al., (1991). 31
- ✓ **Figura 15.** Flujo Osmótico. Tomado de BousSENS (1989). 32
- ✓ **Figura 16.** Efectos diagenéticos de las arcillas. Tomado de Pdf. Wellbore Stability-AMOCO (2003). 34
- ✓ **Figura 17.** Ejemplo generalizado del efecto de la presión de poro sobre un parámetro dependiente de la porosidad. Modificado de YOSHIDA et al, (1996). 38
- ✓ **Figura 18.** Registro Sónico con la tendencia normal para el pozo Liria YR-5. 41
- ✓ **Figura 19.** Presión de poro (Método de Eaton) y peso del lodo para el pozo Liria YR-5. 43
- ✓ **Figura 20.** Registro Sónico con la tendencia normal para el pozo Cupiagua Q6. 44

- ✓ **Figura 21.** Presión de poro (Método de Eaton) y peso del lodo para el pozo Cupiagua Q6. 45
- ✓ **Figura 22.** Registro de pozo del Piedemonte Llanero (Bloque Recetor). Tomado de Solano Y. P- Rodolfo U. M (2005). 46
- ✓ **Figura 23.** Representación de los componentes del sistema petrolífero. 49
- ✓ **Figura 24.** Esquemas de las etapas de transformación de la materia orgánica. Tomado de Tissot and Welte, 1984. 51
- ✓ **Figura 25.** Representación de las tablas de los datos obtenidos por pirolisis. Tomado de Peters (1986). 55
- ✓ **Figura 26.** Diagrama de modificación de Van Krevelen para el análisis del tipo de Kerógeno. Tomado de Tissot & Welte (1984). 56
- ✓ **Figura 27.** Diagrama de las características faciales y geoquímicas. 58
- ✓ **Figura 28.** Histograma de porcentajes promedio de Carbón Orgánico Total (TOC). 59
- ✓ **Figura 29.** Diagrama de Van Krevelen que representa Tipo de Kerógeno predominante en la Formación Carbonera. 59
- ✓ **Figura 30.** Distribución del estado termal de la Formación Carbonera. 60
- ✓ **Figura 31.** Mapa de Distribución de Carbón Orgánico Total para la formación Carbonera. 61
- ✓ **Figura 32.** Esquema que muestra la colocación de los granos del shale cuando la rata de sedimentación es (a) Lenta (b) Rápida. 64
- ✓ **Figura 33.** Perfil de Compactación del pozo Cupiagua A1. La ecuación $\Delta t = 81,3584 \exp^{-75,704z}$ satisface la recta de compactación normal. 66
- ✓ **Figura 34.** Perfil de Compactación del pozo Cupiagua Q6. La ecuación $\Delta t = 84,9657 \exp^{-86,335z}$ satisface la recta de compactación normal. 67
- ✓ **Figura 35.** Perfil de Compactación del pozo Cupiagua E7. La ecuación $\Delta t = 83,7588 \exp^{-98,76z}$ satisface la recta de compactación normal. 68
- ✓ **Figura 36.** Perfil de Compactación del pozo Cupiagua H11. La ecuación $\Delta t = 98,5915 \exp^{-98,971z}$ satisface la recta de compactación normal. 69
- ✓ **Figura 37.** Perfil de Compactación del pozo Cupiagua K5. La ecuación $\Delta t = 82,0658 \exp^{-82,092z}$ satisface la recta de compactación normal. 70
- ✓ **Figura 38.** Pendientes de compactación normal para cada uno de los pozos. 72

- ✓ **Figura 39.** Comportamiento de la rata de sedimentación en el campo de Cupiagua. 73
- ✓ **Figura 40.** Perfil de Compactación para el Paleógeno. La ecuación $\Delta t = 91,8093 \exp^{-924,74z}$ satisface la recta de compactación normal. 75
- ✓ **Figura 41.** Perfil de Compactación para el Neógeno. La ecuación $\Delta t = 81,9358 \exp^{-7883,9z}$ satisface la recta de compactación normal. 76
- ✓ **Figura 42.** Pendientes de compactación normal para los dos principales eventos tectono-estratigráficos. 78
- ✓ **Figura 43.** (a) Curva de mayor subsidencia en el pozo Medina-1, (b) Curva de menor subsidencia en el pozo Tocaria-2. 82
- ✓ **Figura 44.** Subsidencia tectónica obtenida a partir del Software BasinMod 1D. 83
- ✓ **Figura 45.** Subsidencia tectónica y rata de sedimentación el pozo Cupiagua K5-Z obtenida a partir del Software BasinMod 1D. 84
- ✓ **Figura 46.** Tendencia de la presión litostática con la subsidencia tectónica obtenida por BasinMod-1D. 86
- ✓ **Figura 47.** Gradiente Geotérmico. Tomado de Philip A. Allen and John R. Allen. Basin Analysis. 87
- ✓ **Figura 48.** Histograma que representa las frecuencias de las temperaturas DST en Superficie. Tomado de (Gómez M. C, Gonzáles G. A (2002). 90
- ✓ **Figura 49.** Subsidencia tectónica con isotermas para el pozo Cupiagua H11 obtenida por el software BasinMod 1-D. 91
- ✓ **Figura 50.** Calibrado de temperaturas actuales a partir de los BHTs. 92
- ✓ **Figura 51.** Modelo tectono-estratigráfico del área de estudio. (Modificado de Fabre 1983). 93
- ✓ **Figura 52.** Resumen de los flujos de calor típicos asociados con varios tipos de cuencas sedimentarias. Según Allen P. y Allen J. (1990). 94
- ✓ **Figura 53.** Modelo del Paleoflujo de calor planteado en el proceso de simulación-correlacionado con pozo Cupiagua Q6 WO-1. 95
- ✓ **Figura 54.** Mapa que muestra la variación del flujo de calor (mW/ m2) en el área de estudio. 97
- ✓ **Figura 55.** Mapa que muestra la variación del flujo de calor (mW/ m2) en el campo de Cupiagua. 98
- ✓ **Figura 56.** Sección sísmica que muestra los rasgos estructurales hacia el norte del estilo estructural 1. (Modificado de Beicip-Franlab, 1995). 99

- ✓ **Figura 57.** Sección sísmica que muestra los rasgos estructurales hacia el norte del estilo estructural 2. (Modificado de Beicip-Franlab, 1995). 99
- ✓ **Figura 58.** Sección sísmica que muestra los rasgos estructurales hacia el norte del estilo estructural 3. (Modificado de Beicip-Franlab, 1995). 100
- ✓ **Figura 59.** Sección sísmica que muestra los rasgos estructurales hacia el norte del estilo estructural 4. (Modificado de Beicip-Franlab, 1995). 101
- ✓ **Figura 60.** Gradientes térmicos para los campos del Piedemonte Llanero Colombiano. 101
- ✓ **Figura 61.** Influencia del sistema de fallas del borde llanero en los gradientes térmicos para el Piedemonte Llanero Colombiano. Tomado de SANMIGUEL E. A.; VILLAREAL O. L. (2004). 102
- ✓ **Figura 62.** Comportamiento de la temperatura en la subsidencia tectónica en el pozo Cupiagua A1-Z obtenida por el software BasinMod 1-D. 103
- ✓ **Figura 63.** Tendencia de la temperatura con el tiempo por la subsidencia tectónica para el pozo Cupiagua A1-Z obtenida por el software BasinMod 1-D. 104
- ✓ **Figura 64.** Efecto de pérdida de porosidad con el aumento de compactación. 105
- ✓ **Figura 65.** Curva de Profundidad Vs Tiempo para el Modelo de Enterramiento. (Tomada de Basic Training Manual BasinMod-1D, 2001). 106
- ✓ **Figura 66.** Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C1 a lo largo del campo de Cupiagua. 107
- ✓ **Figura 67.** Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C2 a lo largo del campo de Cupiagua. 108
- ✓ **Figura 68.** Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C3 a lo largo del campo de Cupiagua. 109
- ✓ **Figura 69.** Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C4 a lo largo del campo de Cupiagua. 110
- ✓ **Figura 70.** Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C5 a lo largo del campo de Cupiagua. 111
- ✓ **Figura 71.** Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C6 a lo largo del campo de Cupiagua. 112
- ✓ **Figura 72.** Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C7 a lo largo del campo de Cupiagua. 113
- ✓ **Figura 73.** Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C8 a lo largo del campo de Cupiagua. 114
- ✓ **Figura 74.** Comportamiento de la presión de poro para el pozo Cupiagua B4-Z obtenidas por BasinMod-1D. 115

- ✓ **Figura 75.** Tendencia de la presión de poro con respecto a la presión para el pozo Cupiagua B4-Z obtenidas por BasinMod-1D. 116
- ✓ **Figura 76.** Comportamiento de la rata de sedimentación en la Cuenca. 117
- ✓ **Figura 77.** Modelo de presiones propuesto para la cuenca. 118

LISTA DE TABLAS

- ✓ **Tabla 1.** Resumen para las Formaciones presentes en el Piedemonte Llanero Colombiano. 15
- ✓ **Tabla 2.** Eventos de deformación de la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero. (Tomado de Caro M, *et al*, 2004). 16
- ✓ **Tabla 3.** Identificación del sistema petrolífero. 49
- ✓ **Tabla 4.** Clasificación de los tipos de Kerógeno. 53
- ✓ **Tabla 5.** Resultados cualitativos de los perfiles de compactación y cuantitativos de la rata de sedimentación. 71
- ✓ **Tabla 6.** Resultados cualitativos de los perfiles de compactación y cuantitativos de la rata de sedimentación por eventos tectono-estratigráficos. 77
- ✓ **Tabla 7.** Resumen de los dos principales eventos tectono-estratigráficos presentes en el área de estudio. 79
- ✓ **Tabla 8.** Rata de la subsidencia tectónica para cada uno de los pozos simulados obtenida a partir del Software BasinMod 1D. 85
- ✓ **Tabla 9.** Gradiente geotérmico y temperatura de superficie para el campo de cupiagua. Tomado de (Gómez M. C, Gonzáles G. A (2002). 90
- ✓ **Tabla 10.** Flujo de calor según Allen P. y Allen J. (1990). 92
- ✓ **Tabla 11.** Flujos de calor actual obtenido para los pozos modelados, calculado por BasinMod 1D con base en las BHTs. 96

LISTA DE ANEXOS

- ✓ **Anexo A.** Aplicación del Método de Eaton (Base de datos).
- ✓ **Anexo B.** Caracterización Geoquímica para la formación Carbonera (Base de datos).
- ✓ **Anexo C.** Ratas de sedimentación para el Campo de Cupiagua (Base de datos).
- ✓ **Anexo D.** Diagramas geohistóricos-Modelo de enterramiento.
- ✓ **Anexo E.** Diagramas geohistóricos-Modelo térmico.
- ✓ **Anexo F.** Diagramas geohistóricos-Modelo de presiones.

1. INTRODUCCIÓN

El análisis de las sobrepresiones es un factor primordial en las perforaciones y en muchos casos es utilizado como herramienta de exploración. Son varias las causas que conllevan la generación de sobrepresiones, pero uno de los factores a tener en cuenta por la geología que presenta la zona son los esfuerzos mecánicos.

La porosidad de los sedimentos es una función principalmente de la compactación, puesto que está normalmente aumentando con el incremento de la profundidad, debido a la continua carga. Sin embargo estas propiedades capilares también van a depender del contenido y del tipo de fluido que existe dentro del poro, además de la clase de materiales que conforman la matriz, donde estos cambios de porosidad y permeabilidad van a condicionar junto con los procesos geoquímicos la generación de presiones anormales.

Tratar de modelar la historia de enterramiento de la cuenca dará información importante para correlacionar estas anomalías en el área de estudio.

La perforación de un pozo petrolero implica el conocimiento minucioso del área. Por lo tanto esta investigación ***apunta a dar explicación a las principales causas generadoras de las presiones anormales mapeando paleopresiones y teniendo en cuenta los procesos de compactación.***

La metodología utilizada para tal fin se diseñó en tres etapas de igual importancia:

- La primera etapa, consiste en revisar documentos relacionados con el tema y que reposan en el ICP; al igual que seleccionar el área de estudio.
- En segundo lugar elaborar una base de datos que conlleve al análisis de las características geoquímica de la formación carbonera.
- Y por último determinar la tendencia de la tasa de sedimentación, diseñar curvas de enterramientos y mapear temperaturas y presiones que se están generando en la actualidad.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GENERAL

- Conocer y comprobar la influencia que tienen los esfuerzos químicos y los esfuerzos mecánicos en la generación de sobrepresión en el Piedemonte Llanero Colombiano.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar la Formación Carbonera desde su contenido, estado termal y tipo de materia orgánica, basados en principios geoquímicos y tablas estadísticas.
- Cualificar las velocidades de sedimentación para el campo en estudio, mediante registros de pozo y tendencias normales de compactación.
- Sustentar los principales eventos tectono-estratigráficos de la región con relación a la generación de sobrepresiones.

3. METODOLOGÍA

Este proyecto se va a llevar a cabo durante 13 meses, los cuales fueron divididos en 3 etapas de la siguiente manera:

3.1. ETAPA 1:

- Revisión Bibliográfica
- Revisión y análisis de la información existente en el Centro de Información Técnica (**CIT**) del ICP, Biblioteca de la Universidad Industrial de Santander, Informes encontrados en la base de datos de la Empresa Petrolera (BP) e Información en la Web.
- Aplicación de los métodos indirectos para la predicción de la presión de poro.
- Evaluación de las posibles formaciones generadoras de sobrepresión.
- Selección del área de estudio teniendo en cuenta causas generadoras de sobrepresión, información existente y modelo estructural de la misma.

3.2. ETAPA 2:

- Elaboración base de datos con información geoquímica disponible en informes realizados para el área anteriormente.
- Caracterización geoquímica detallada y estadística de la principal formación generadora de sobrepresiones.
- Elaboración de un mapa de las características geoquímicas teniendo en cuenta el estado termal y tipo de materia orgánica.

3.3. ETAPA 3:

- Determinación del tren normal de compactación a través de registros eléctricos para obtener la tendencia de la rata de sedimentación en el campo de Cupiagua.

- Generación de curvas de enterramiento, mapas de flujos de calor y presiones actuales para el área de estudio a través de software.
- Discusión de los resultados obtenidos durante el proceso de investigación de las causas generadoras de sobrepresión.
- Conclusiones y recomendaciones.
- Elaboración del documento final del proyecto de grado.

4. FUNDAMENTOS DE LA GEOMECANICA

Teniendo en cuenta que la ciencia y tecnología en la industria petrolera avanza a pasos agigantados, la geomecánica se convierte en una valiosa herramienta que permite la optimización de gastos y seguridad durante los procesos de perforación. Por tal motivo se dedica éste capítulo a dicha disciplina.

4.1. CONCEPTO

La geomecánica es la disciplina que se ocupa de las deformaciones y fallas de las rocas, tratando de explicar de forma física los esfuerzos presentes en el subsuelo que interactúan antes y después de perforar un pozo. Durante el ciclo de perforación y producción de hidrocarburos los geomecánicos son los encargados de detectar las deformaciones y fallas de las rocas sedimentarias. Por ejemplo la inestabilidad del pozo, la fractura hidráulica, la producción de arena y el hundimiento de la superficie. En algunos casos, la extracción de hidrocarburos provoca la formación de nuevas fallas y fracturas o deslizamientos sobre fallas preexistentes.

4.2. ESPECIFICACIONES

El alcance de la Geomecánica y estabilidad de pozos, comprende varias áreas como son:

- Evaluación de criterios de falla.
- Determinación de propiedades mecánicas de las rocas.
- Determinación de la magnitud y dirección de esfuerzos.
- Evaluación de la interacción roca-fluido.
- Evaluación de la estabilidad mecánica y química del agujero durante la perforación.
- Caracterización fisico-química de formaciones y su relación con la perforación, terminación y reparación del pozo.
- Aplicaciones especiales de la mecánica de rocas en la selección de barrenas, diseño de disparos, predicción del arenamiento y diseño de la estimulación de pozos.

4.3. INFLUENCIAS EN LA ESTABILIDAD DE POZOS

Caracterizar un reservorio al igual que elaborar un plan de desarrollo que optimice las operaciones de perforación y producción en un campo petrolero, implica la construcción de un modelo geomecánico que visualice los esfuerzos presentes en el subsuelo.

La perforación de un hueco cilíndrico y la penetración de fluidos de perforación en la formación causan fenómenos físicos y químicos que afectan la estabilidad del pozo, tales como: el fracturamiento hidráulico, cizallamiento, deformación plástica y pérdida de fluido de perforación, los cuales pueden generar un colapso o derrumbe del pozo. Es por ello, que se estudian dichos fenómenos para buscar la forma de compensar la alteración de las propiedades in situ con el peso del lodo de perforación.

La presión de poro es una de las mayores preocupaciones en la etapa de perforación, pues un adecuado análisis de dicha presión permite la disminución de los problemas de inestabilidad, como es la determinación adecuada del peso de lodo el cual debe encontrarse por encima del límite inferior, para evitar que ocurran daños producidos por colapso, debido a la baja resistencia de la roca y debe estar por debajo de límite de fractura, de tal forma que se utilice el máximo peso de lodo que evite una falla por tensión (fracturamiento) y conlleve a pérdidas de circulación.

De esta manera, un buen modelo geomecánico de estabilidad de pozo sirve para evitar y manejar un pozo inestable, en donde no solo se debe contemplar la planificación de un pozo antes de perforarlo, sino monitorearlo en tiempo real, actualizando y calibrando el modelo real (SMIRNOV *et al.*, 2003).

4.4. PARAMETROS QUE AFECTAN LA ESTABILIDAD DEL POZO

La inestabilidad de pozo a menudo resulta de la combinación de factores naturales controlables e incontrolables (Figura 1). Un gran número de propiedades mecánicas de las rocas y fluidos pueden ser factores que determinen si un pozo será estable. Las condiciones límite, la presión de poro, los esfuerzos *in-situ* y la temperatura, así como el tiempo, son comúnmente los factores que tienen un gran efecto en la estabilidad de pozo. El tipo de fluido del pozo, sus características

y el régimen de presión son en gran medida aspectos controlables para un pozo dado.

Otros factores mecánicos controlables también pueden intervenir en algunos pozos, estos incluyen, la trayectoria del pozo, diámetro del hueco, profundidad del revestimiento y la vibración de la tubería.

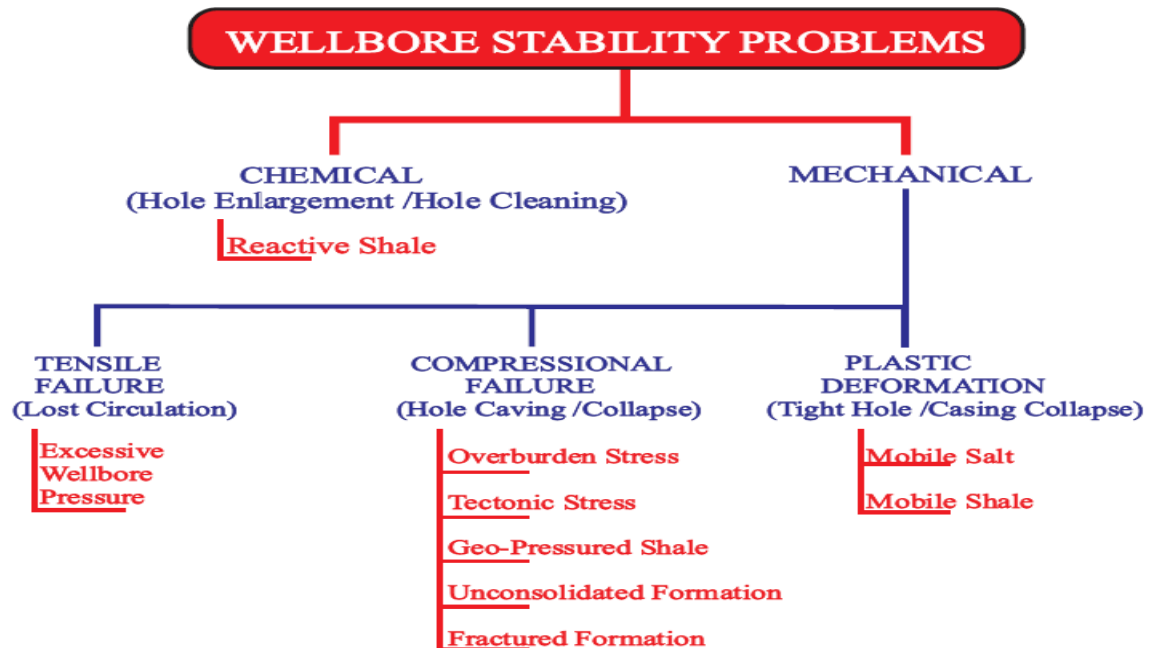


Figura 1. Resumen de los factores que afectan la estabilidad de pozo. Tomado de Pdf. Wellbore Stability-AMOCO (2003).

Los problemas de inestabilidad de pozo más frecuentemente presentados durante la perforación y algunas de sus consecuencias son:

- Ensanchamiento del pozo.
- Reducción del tamaño del pozo (generalmente en shales).
- Pérdida de circulación.
- Exceso de torques y altas presiones de bombeo en la perforación.
- Daño del pozo inducidos por los esfuerzos.
- Fallas de pozo inducidas por la perforación.
- Pega de tubería.

- Dificultades en la toma de registros.
- Sidetracking o desvío del pozo.
- Problemas de washouts o zonas de lavado.
- Pobre cementación con sus respectivos problemas.
- Vibraciones de la tubería de perforación.
- Problemas en la geometría del hueco.
- Pobre limpieza del hueco.
- Colapso del revestimiento.
- Piezas caídas en el hueco, que obstaculizan la tubería.

Dentro del programa para prevenir y mitigar los problemas de inestabilidad de pozo se pueden señalar:

- Selección del modelo geomecánico para el análisis de estabilidad.
- Estimación de los parámetros de entrada para el modelo seleccionado (esfuerzos in-situ, presión de poro, parámetros de resistencia, interacciones químicas).
- Aplicación de herramientas modernas para el análisis de estabilidad.
- Implementación del monitoreo en tiempo real de los parámetros de perforación controlables durante la perforación.

5. GEOLOGÍA REGIONAL

En el análisis de la estabilidad de pozo, la geología regional de la zona es de vital importancia a la hora de determinar las posibles causas que generan problemas de sobrepresión y tomar las medidas necesarias para prevenir cualquier tipo de inconvenientes.

Con base en información publicada en varios estudios geológicos de la zona e informes de ECOPEPETROL, se logró recopilar la información necesaria para entender los diversos procesos dentro de la Cuenca Llanos Orientales; siendo una de las más activas con un estilo estructural complejo, caracterizada por tener el esfuerzo horizontal máximo mayor que el esfuerzo vertical y una configuración estratigráfica compleja.

En este capítulo se presenta un resumen el cual describe brevemente las características más relevantes de las formaciones presentes en el área de estudio según el modelo estratigráfico propuesto por Rubiano, publicado en Caro M, *et al* (2004) y estructuras geológicas presentadas en el área de estudio.

5.1. ESTRATIGRAFÍA

Las rocas aflorantes en el área de estudio presentan edades que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario. Se establece una clara diferencia en el comportamiento estratigráfico delimitado por el sistema de Fallas Tesalia Pajarito. Se presentan dos marcadas diferencias; la primera es la sedimentación de las formaciones Lutitas de Macanal, Areniscas de las Juntas y Fómeque del Cretáceo inferior en el occidente del área únicamente y la segunda es la sedimentación de potentes secuencias (formaciones Carbonera Superior, León y Guayabo) encontradas al Oriente.

5.1.1. Formación Une

Edad: Albiano-Cenomaniano (Beicip-franlab, 1995), Cenomaniano–Conienciano (Fajardo A, 2000).

Litología: Areniscas cuarzosas con intercalaciones de limolitas carbonosas.

Ambiente: Depósitos de canales fluviales estuarinos, depósitos de llanuras de inundación y estuarios o bahías, en el sector oriental de la cuenca (Fajardo A, 2000).

Sedimentación: La base de esta formación corresponde a una superficie de inconformidad que pone en contacto rocas del Cretáceo Tardío (Cenomaniano – Coniaciano) con rocas del Paleozoico. El tope de la Formación está definido por un evento de profundización que representa una de los principales eventos de inundación en la cuenca durante el Cretáceo (Beicip-franlab, 1995). De base a tope hay una transición de ambientes continentales a transicionales, el tope es una superficie de inundación, se depositó durante un evento transgresivo según Fajardo A, (2000.) (Figura 2).

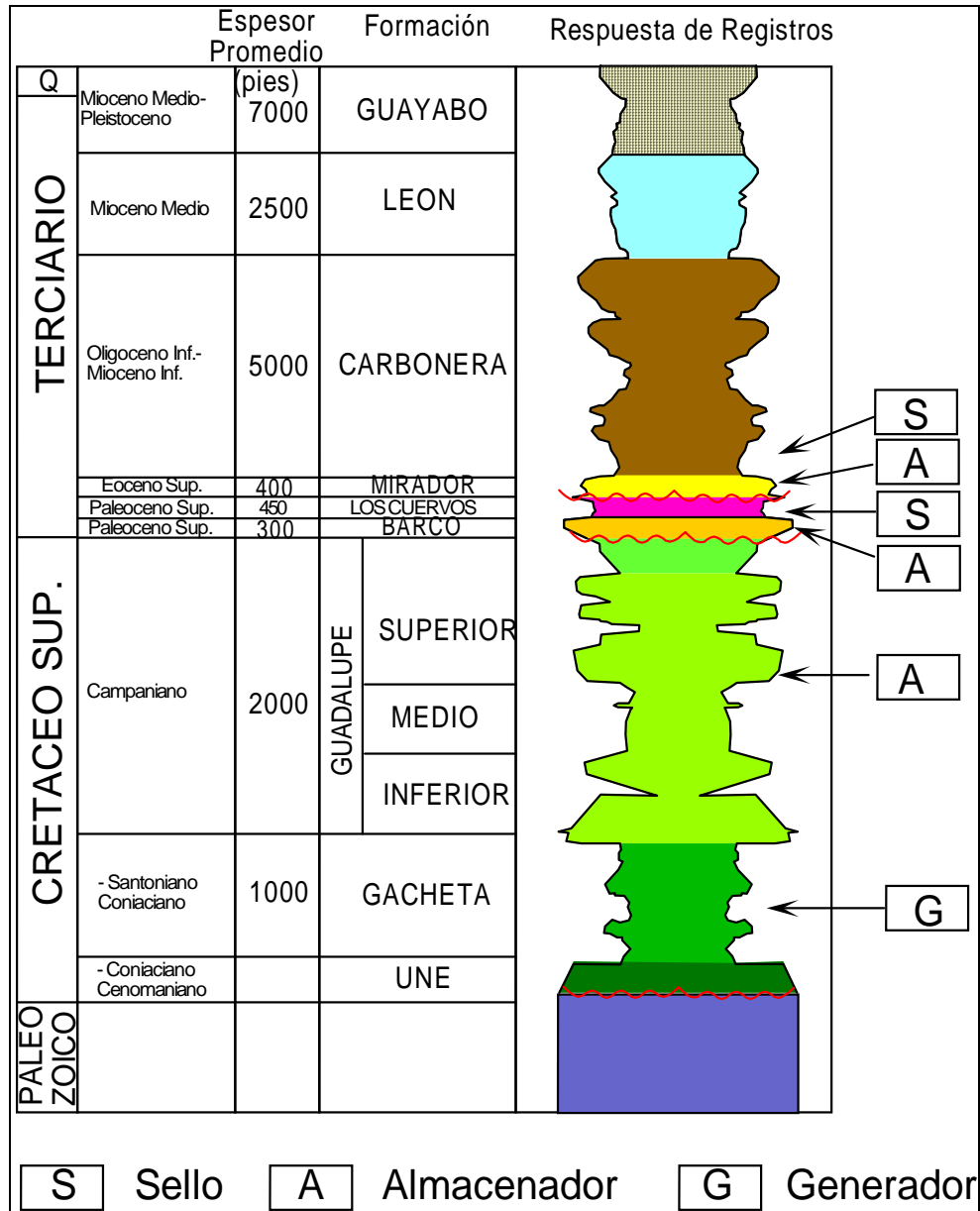


Figura 2. Columna Generalizada del área de Estudio. Tomado de Fajardo (2000).

5.1.2. Formación Gacheta

Edad: Turoniano Tardío a Coniaciano (Beicip-franlab, 1995) Coniaciano – Santoniano (Fajardo A, 2000).

Litología: Lutitas gris a oscura, intercalaciones de areniscas y calizas Beicip-Franlab, (1995), shales arcillolitas y limolitas con delgadas intercalaciones arenosas hacia la base y tope de la unidad (Beicip-franlab, 1995) y (Fajardo A, 2000). (Figura 2).

Ambiente: Plataforma Marina Somera (Beicip-franlab, 1995), llanura mareal o planicie deltáica con una significativa influencia.

Sedimentación: Al tope se identifica una superficie de inconformidad en la mayor parte de la Cuenca. Sedimentación tipo HST (High Stand System Tract), presenta una inconformidad con la Formación Guadalupe debido a fenómenos Eustáticos (Fajardo, 2000) la cual no es reportada por Beicip-Franlab, (1995).

Generalidades Regionales: En las partes de la cuenca donde predomina el contenido lodoso, esta Formación actúa como sello vertical para las acumulaciones presentes en la Formación Une. También contiene intervalos arenosos que han producido en Meta y Casanare. En esta formación no se esperan trampas estratigráficas debido a los cambios laterales de las litologías lodosas a arenosas (Fajardo A, 2000).

5.1.3. Formación Guadalupe

Edad: Campaniano – Maastrichtiano Temprano (Beicip-franlab, 1995) (Fajardo A, 2000).

Litología: Areniscas masivas (Beicip-franlab, 1995). Areniscas con delgadas intercalaciones lodosas (Fajardo, 2000). (Figura 2).

Ambiente: Sección basal: ambiente estuario; Sección media: plataforma marina somera; Sección superior: ambientes estuarinos y de plataforma marina somera. Sección basal: se depositó durante un TST (Transgressive System Tract); Sección media: se depositó durante un HST; Sección superior: se depositaron durante un TST (Fajardo A, 2000).

Sedimentación: Esta limitada a la base y al tope por superficies de inconformidad. La discordancia de la base pone en contacto lodolitas de plataforma o areniscas de shoreface de la Formación Gacheta con areniscas de canales estuarinos del Guadalupe Fajardo A, (2000), Presenta una inconformidad al tope con la Formación Barco-cuervos de Paleoceno Temprano debida a procesos tectónicos (Beicip-franlab, 1995) y (Fajardo A, 2000) (Figura 2). Según Fajardo A, (2000) la

formación presenta una inconformidad entre las sección basal y superior.

5.1.4. Formación Barco- Los Cuervos

Edad: Paleoceno (Beicip-franlab, 1995), Paleoceno Tardío (Fajardo A, 2000)

Litología: La Formación Barco son Areniscas masivas pobremente seleccionadas en la base, suprayacidas por la Formación Cuervos de lutitas verdes y grises con intercalaciones locales de algunas capas delgadas de carbón y areniscas. (Beicip-franlab, 1995), La Formación Barco es un intervalo esencialmente arenoso y la Formación Los Cuervos es un intervalo de lodolitas con intercalaciones arenosas de diferente espesor (Fajardo A, 2000). (Figura 2).

Ambiente: La Formación Barco se depositó en canales fluviales y estuarinos mientras la Formación Los Cuervos se depositó en una llanura de inundación o llanura costera superior.

Sedimentación: La Formación esta limitada a la base y el tope por superficie de inconformidad (Figura 2). Presenta inconformidad de tipo tectónico con la Formación Guadalupe y con la Formación Mirador, esta última de Eoceno Temprano a Medio Beicip-Franlab (1995). La Formación Barco sufrió sedimentación tipo TST y la Formación Cuervos sufrió sedimentación tipo HST.

Generalidades: La formación Barco es productora de hidrocarburos en campos del Piedemonte Llanero. Los intervalos arenosos presentes en la cuenca de los Llanos se comportan como rocas reservorio.

5.1.5. Formación Mirador

Edad: Eoceno Tardío (Beicip-franlab, 1995), Eoceno Tardío según Fajardo A, (2000) y Beicip-franlab, (1995) en el Piedemonte Eoceno Temprano a medio.

Litología: Arenas con delgadas intercalaciones lodosas hacia el tope. (Figura 2).

Ambiente: Se identifican depósitos de canales fluviales y estuarinos y de rellenos de bahías o estuarios, se observa una transición de ambiente continental a transicional de base a tope.

Sedimentación: Esta limitada a la base por una superficie de inconformidad debida a eventos tectónicos regionales que han sido reconocidos a lo largo no solo de la cuenca de los Llanos, sino también en gran parte de Colombia, el tope de esta unidad se define en un evento de profundización. Esta formación se depositó sobre una

superficie de inconformidad y está en contacto con rocas del Pre-Cretáceo tardío y del Paleoceno Tardío (Fajardo A, 2000)

5.1.6. Formación Carbonera

Edad: Oligoceno a Mioceno temprano (Fajardo A, 2000) – (Beicip-franlab, 1995).

Litología: Constituida por intercalaciones de lodolitas con areniscas. (Figura 2).

Ambiente: continentales y transicionales (lagunas costeras, bahías o estuarios)

Se identificaron cuatro ciclos estratigráficos de eventos progradacionales (c8, c6, c4, c2) y cuatro eventos agradacionales (c7, c5, c3, c1).

Sedimentación: La formación Carbonera, en la mayor parte de la cuenca, esta limitada a la base y al tope por superficies de máxima inundación, los contactos con la Formación Mirador y la Formación León son transicionales, la superficie de inundación al tope de Carbonera es el evento que se identifica con mayor facilidad en el área.

5.1.7. Formación León

Edad: Mioceno medio a Tardío (Beicip-franlab, 1995), Mioceno medio (Fajardo A, 2000).

Litología: Beicip-Franlab, (1995) concluye que esta Formación esta constituida por lodolitas con delgadas intercalaciones de areniscas, las cuales se hacen mas frecuentes hacia el tope de la Formación (Fajardo A, 2000). (Figura 2).

Ambiente: La base de la unidad presenta ambientes de tipo llanuras de inundación que varían a ambientes estuarinos y de bahías al tope, lateralmente sus ambientes varían de canales fluviales a llanuras de inundación y rellenos de estuarios y bahías.

5.1.8. Formación Guayabo

Edad: Mioceno Superior a Reciente (Beicip-franlab, 1995).

Litología: Compuesta por areniscas pardas, blancas y amarillas de grano muy fino hasta conglomeráticas, compuestas de cuarzo y shert, con materia orgánica, intercalaciones de limolitas y arcillolitas de tonalidades rojizas.

Ambiente: Fajardo *et al.* (2000), establece un ambiente de sedimentación continental para esta formación.

A continuación se realiza un resumen significativo para cada una de las formaciones presentes en el área de estudio (Tabla 1).

FORMACIÓN	LITOLOGÍA	AMBIENTE
Guadalupe 500 a 1000 pies Coniaciano- Maestrichtiano	INFERIOR: areniscas de grano fino e intercalaciones de limolitas y lodolitas. MEDIO: lodolitas con intercalaciones de limolitas y areniscas de grano fino. SUPERIOR: areniscas de grano medio a muy grueso.	Plataforma y shoreface. Inconformidad
Barco 170 - 200 m Paleoceno Inferior	Areniscas de grano fino a medio grueso con intercalaciones de lutitas y arcillolitas.	Continental y de planicie costera
Los Cuervos Paleoceno Superior y Eoceno	Areniscas intercaladas con lutitas y arcillolitas, localmente con mantos de carbón.	Plano costero, anales fluviales en un ambiente continental
Mirador Eoceno Superior	INFERIOR: areniscas SUPERIOR: areniscas Presencia de lentes de conglomerados (tamaño de grano), Ocasionalmente presenta capas inter-estratificadas de conglomerados clastos soportados (tamaño del guijarro).	Canales fluviales de corrientes entrelazadas Inconformidad
Carbonera Eoceno Superior- Oligoceno	C8: arcillolitas y lodolitas, hacia el oeste es predominantemente lodosa y hacia el este se encuentran intercalaciones arenosas (Oligoceno). C7: areniscas cuarzosas de grano medio a fino, separado por gruesos paquetes de lodolita. C6: shale arcilloso, con delgadas capas de caliza dolomítica fosilífera, se encuentran finas capas de carbón. C5: cuarzo arenisca de grano medio, depósitos progradacionales arenosos y lodolitas de ambientes continentales y transicionales. C4: arcillolitas y lodolitas. C3: cuarzo areniscas de grano fino. C2: Esta unidad se convierte en el mejor sello después de la Formación León, lutitas grises y algunas limolitas. C1: bancos de arena gruesos de cuarzo areniscas de grano medio a grueso.	Continental, lacustre y de planicie costera
León Mioceno Medio	Constituye el único sello potencial eficaz de la cuenca. Shales y arcillas gris oscuras.	Lacustre, llanura aluvial y llanura costera
Charte Mioceno	Intercalaciones de mudstone y siltstone con frecuentes intercalaciones de areniscas, con inclusiones de carbonatos moderadamente consolidada, homogénea de grano fino, con un buen empaquetamiento y sin porosidad visible.	Lacustre, que representa la máxima inundación de los mares Terciarios.
Guayabo 400 a 2600 m Plioceno - Pleistoceno	El inferior que es más arcilloso que el superior.	Hacia la base y fluvio-marino a continental al tope

Tabla 1. Resumen para las Formaciones presentes en el Piedemonte Llanero Colombiano.

5.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los principales eventos tectónicos que han influido en el desarrollo de la Cuenca de los Llanos, el área del Piedemonte y parte de la Cordillera Oriental deben enmarcarse regionalmente dentro del desarrollo de la margen occidental de Sur América destacándose los eventos de deformación de la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero (Tabla 2).

TIEMPO (m.a.)	EVENTO TECTONOESTRATIGRAFICO
150 - 120	Fase extensiva, cuenca tipo Rift.
130 - 55	Subsidencia térmica, cuenca detrás de arco volcánico.
55 - 15	Pre - orogenia Andina, Cuenca de antepaís.
15 - 1	Erosión y levantamiento cordillera Oriental, orogenia Andina.
Presente	Levantamiento y erosión.

Tabla 2. Eventos de deformación de la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero. (Tomado de Caro M, *et al*, 2004).

La deformación del borde Oriental de la Cordillera Oriental está asociada a movimientos a lo largo de una serie de superficies de despegue a medida que avanza en el tiempo geológico de Oeste a Este. Los principales planos de despegue estarían asociados con superficies de debilidad o con formaciones menos competentes, principalmente arcillosas.

Regionalmente la zona se encuentra afectada por un sistema compresivo de esfuerzos oblicuos, presentando fallas de gran magnitud en dirección SW – NE, se destacan de estas estructuras en sentido Oriente - Occidente, los sistemas de fallas Yopal – Sanmiguel, Guaicáramo y Tesalia – Pajarito, las cuales serán las estructuras de referencia para una posterior división estructural de la zona de estudio.

5.2.1. Falla Tesalia Pajarito

Aunque al occidente de esta falla se presentan una serie de fallas inversas menores, originadas en un despegue común, para este trabajo se toma la falla de Tesalia – Pajarito como la más occidental.

Esta es una falla inversa con rumbo NE y vergencia al SE; de sur a norte pone en contacto rocas de la formaciones Guadalupe sobre Guayabo, Guadalupe sobre Carbonera, Guadalupe sobre Cuervos, Guadalupe sobre Guadalupe y Lutitas de Macanal sobre Guadalupe (Figura 3).

5.2.2. Falla Guaicáramo

Es un sistema típico de “thrusting” o cabalgamiento al parecer ha existido como rasgo tectónico o limite entre dos terrenos geológicos bien definidos desde el Paleozoico y empezó a ser activa como falla de rumbo desde el Paleozoico Superior (Toussaint, 1995).

A lo largo del rumbo, el desplazamiento vertical de la falla de Guaicáramo aumenta de sur a norte. Al sur, en el área del Guavio pone en contacto la Formación Carbonera con la Formación Guayabo, en la parte media Formación Los Cuervos y Mirador sobre Carbonera y más al norte la Formación Gachetá sobre Mirador (Figura 3).

5.2.3. Falla De Yopal

Es la falla más oriental que aflora en superficie. Falla de cabalgamiento con rumbo NE y vergencia al SE. El desplazamiento se hace menor hacia el norte, donde pone en contacto la Formación León sobre Guayabo Inferior, mientras que en sur pone en contacto la Formación Carbonera con Guayabo Superior (Figura 3).

Se interpreta como la falla frontal de la deformación, limitando el Piedemonte del foreland o zona menos deformada, al oriente. Las fallas del Borde Llanero, Cupiagua y Cusiana son interpretadas como pertenecientes al mismo sistema, posiblemente corresponden a una misma falla pero desplazada por rampas oblicuas (Naar & Coral, 1993).

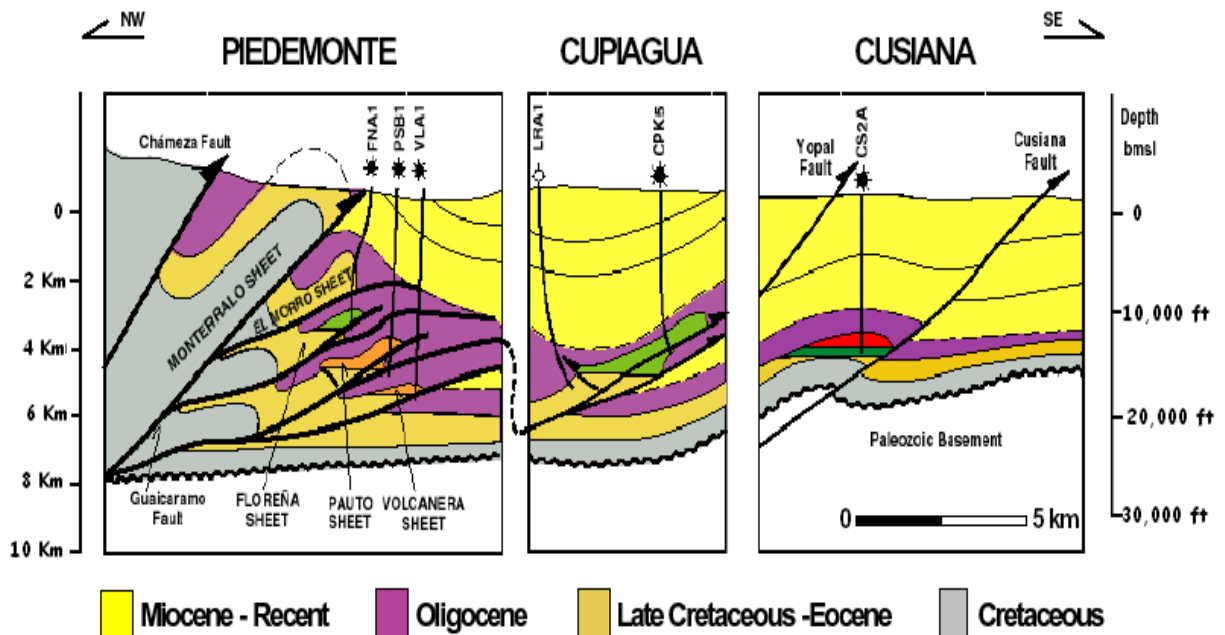


Figura 3. Estilo de Trampas encontradas entre las Fallas de Yopal y Guaicáramo (Tomado de Martínez J, 2003).

5.3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la Cuenca de los Llanos Orientales (Figura 4); es una cuenca asimétrica, localizada al Este de los Andes y hace parte de las Cuencas Subandinas de Antepais (ECOPETROL, 1995).

Esta Cuenca cubre un área aproximada de 190.000 km² y geográficamente se divide en tres áreas principales; una zona norte, Arauca, una parte central, Casanare y un sector sur, Meta (ROJAS, 2002). Esta Cuenca está limitada al Oeste por el Piedemonte de la Cordillera Oriental, al Este por el Escudo Precámbrico de Guyana y al Sur por la Serranía de La Macarena y el Arco de Basamento.



Figura 4. Localización geográfica del área de estudio. Tomado de Well Review, Cusiana-Cupiagua BP, Noviembre 2001.

Las rocas sedimentarias datan desde el Periodo Cambro-Ordovícico, hasta rocas del Plioceno-Pleistoceno pertenecientes a la Formación Guayabo, con la presencia de varios hiatos, el más grande de los cuales pertenece al Triásico-Jurásico seguido por uno relacionado con la Discordancia del Eoceno.

La Cuenca se orienta en dirección SW-NE y se extiende unos 100 kilómetros al Norte y Sur de la ciudad de Yopal (Casanare) hasta Venezuela; se encuentra separada de la Cuenca de Barinas por el Arco de Santa Bárbara y hacia el Sur está separada de la Cuenca del Putumayo por el Arco de La Macarena (Guaviare). La Cuenca se encuentra limitada al W por el Sistema de Fallas de Guaicáramo y al Este por el Sistema de Fallas de Yopal-Borde Llanero (SOTO *et al.*, 2001).

Esta área es tectónicamente muy activa con continua actividad sísmica de varios niveles. Los Andes Montañosos son el resultado de las placas tectónicas y la productividad de dos grandes campos como Cusiana y Cupiagua. La dirección del esfuerzo horizontal máximo varía de NW-SE cerca de E-W.

5.3.1. CAMPO DE CUPIAGUA

El Campo de Cupiagua (Campo de estudio) se encuentra limitado al Noreste con el pozo Cupiagua H-15 y al Suroeste con el pozo Cupiagua K-12Z (Figura 5), influenciado por el sistema estructural complejo del Piedemonte Llanero Colombiano principalmente por la Falla Yopal y el Sinclinal de Nunchía (Figura 6).

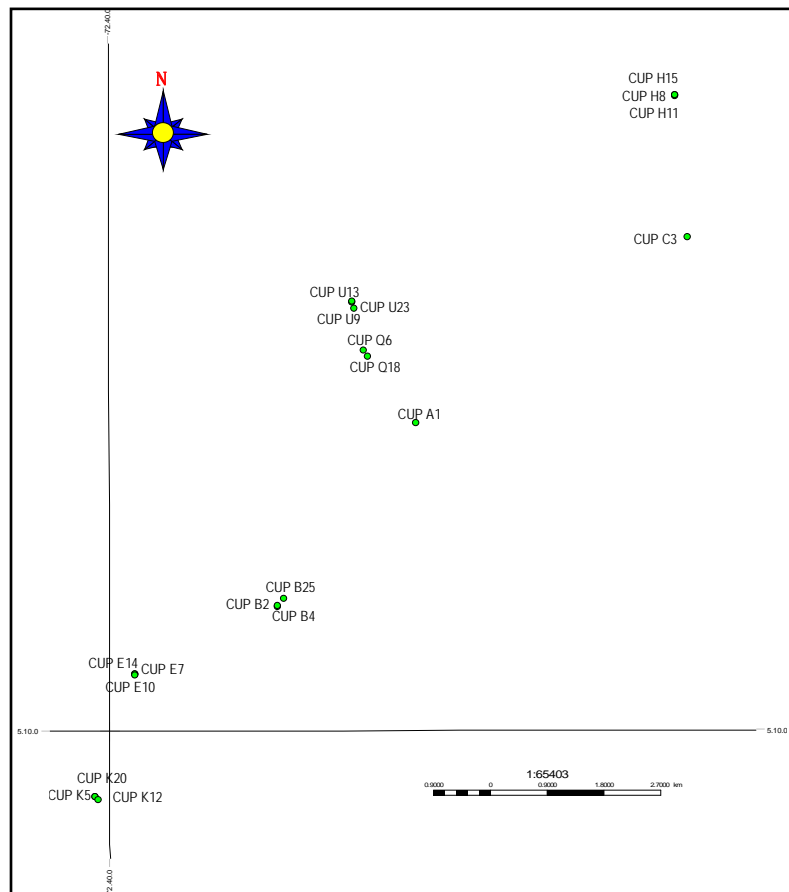


Figura 5. Mapa de ubicación de los pozos trabajados en el Campo de estudio.

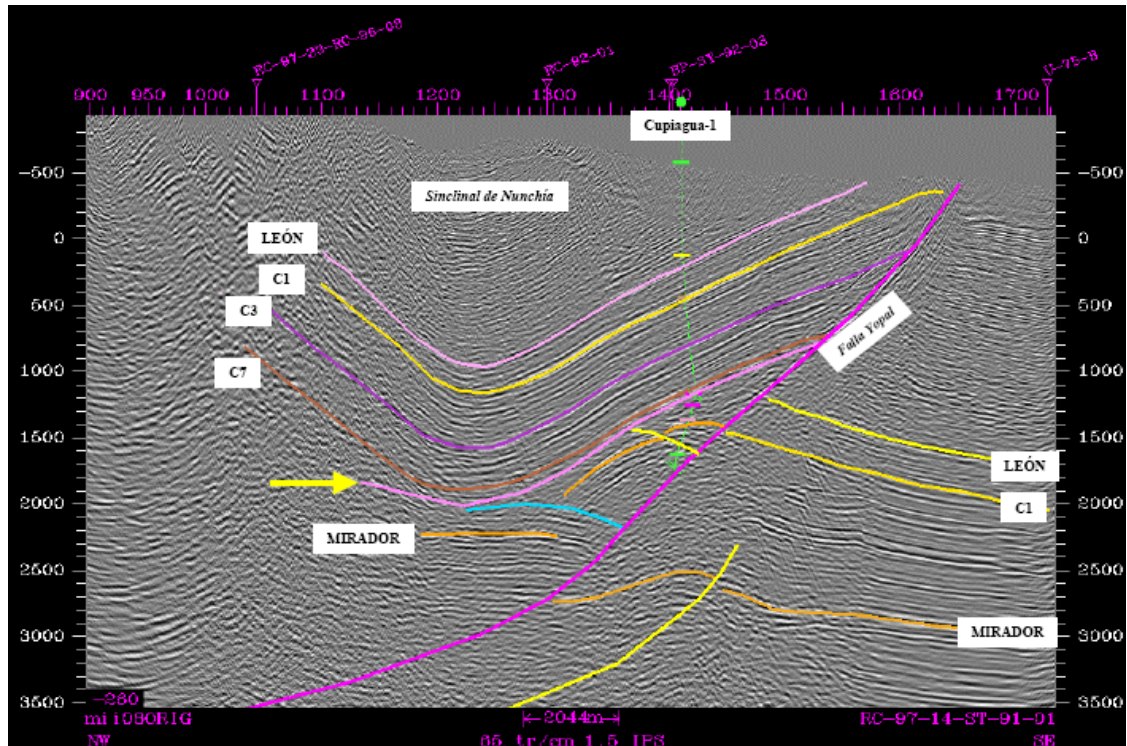


Figura 6. Línea sísmica del área de Cupiagua. Tomado de Rojas L.E (2002).

6. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO

En el estudio de las presiones del subsuelo se debe tener claro cuales son los factores que afectan la estabilidad del pozo, incluyendo los parámetros geológicos, comportamiento de fallas y fracturas, cargas dinámicas por acción de sismos, flujos de agua, propiedades de los suelos, tipos de fluidos y zonas sobrepresionadas. Motivo por el cual se debe tener en cuenta, la mayoría de los mecanismos generadores de sobrepresión, que están relacionados con los esfuerzos mecánicos, los efectos termales y los esfuerzos químicos que dependen en gran parte de la historia geológica del área.

El Piedemonte Llanero es considerado un escenario de condiciones geológicas complejas entre las cuales se pueden mencionar: la presencia de altos esfuerzos horizontales, secuencias alternadas de areniscas y shales, estratos muy inclinados, zonas con valores de presión de poro mayor a la presión hidrostática, zonas fracturadas, además de un tectónismo activo y estructuras de cabalgamiento que causan una severa inestabilidad en el diseño de trayectorias óptimas de perforación.

6.1. PRESIÓN DE PORO O PRESIÓN DE FORMACIÓN

Es la fuerza ejercida sobre los fluidos (agua, hidrocarburos, etc.), contenidos en los espacios porosos. Se considera normal cuando es igual a la presión de la columna o cabeza hidrostática, desde la superficie hasta la formación considerada (Figura 7).

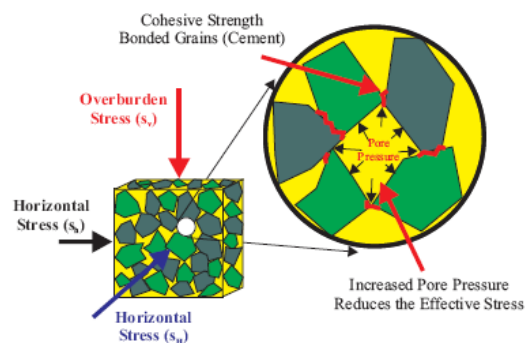


Figura 7. Esquema representativo de la presión de poro. Tomado de Pdf. Wellbore Stability-AMOCO (2003).

El agua connata que compone una columna de agua dulce, ambientes de sedimentación continental, pesa aproximadamente 8.33 lbs por gal, ejerce una presión de 0.433 lbs por pulg² (0.052x8.33) y tiene una gravedad específica de 1. Si el agua de la columna está afectada por la concentración de sólidos disueltos (agua salada) ambientes de sedimentación marina, por ejemplo, en una concentración mayor de 80.000 ppm de NaCl, el peso será aproximadamente 8.94 lbs por gal. Equivalente, a una presión ejercida de 0.465 lbs por pulg² (0.052x8.94) y gravedad específica de 1.073 (8.94/8.33).

Del estudio de la presión de formación de una cuenca se llega a conocer zonas de presiones anormales altas y subnormales. Entre las áreas subnormales hay algunos gradientes de presión tan bajas como 0.188 lbs por pulg²/ft.

La reducción de la presión, en la Lutita, se debe al incremento en volumen poroso y adsorción de agua en minerales arcillosos, decreciendo la sobrecarga (Figura 8). La adsorción de agua durante la transformación mineral, ocurre porque decrece la temperatura, además se encuentran a poca profundidad y en áreas donde hay poco fallamiento.

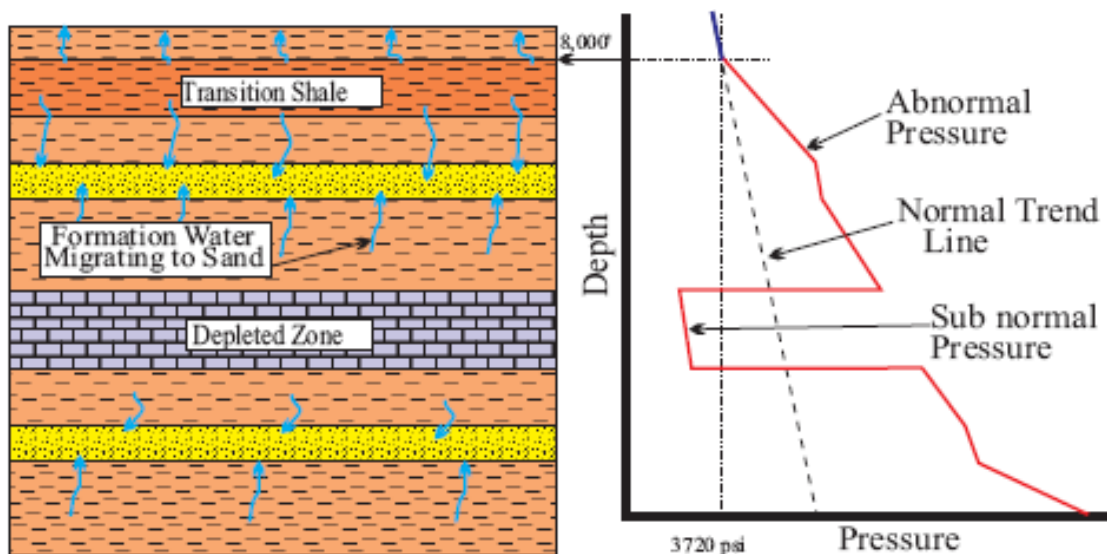


Figura 8. Comportamiento de las presiones. Tomado de Pdf. Wellbore Stability-AMOCO (2003).

6.2. CLASIFICACIÓN DE LAS CAUSAS DE LAS PRESIONES

El término “Geopresión o Sobrepresión” es definido como la elevación de la presión de poro de la formación por encima del gradiente normal hidrostático (FERTL, 1976). En la mayoría de los casos las presiones anormales están relacionadas a pliegues y fallas.

Las causas de las presiones anormales dependen en gran parte de la historia geológica del área, principalmente se desarrollan en áreas tectónicamente activas con reciente plegamiento compresional, y en capas espesas de sedimentos jóvenes que se depositaron rápidamente.

El requisito fundamental en el desarrollo de las sobrepresiones, es que la sección sedimentaria dependa de rocas con promedio de baja permeabilidad, donde el flujo de los fluidos sea muy pequeño o nulo, comparado con la rata de aumento de presión en la roca. Las causas que generan presión de poro se clasifican de forma general, así: 1) Los esfuerzos mecánicos, 2) El efecto termal, 3) La transferencia dinámica de fallas y 4) Los esfuerzos químicos, los cuales se consideran factores principales en la generación de presiones anormales en la perforación de pozos (Figura 9).

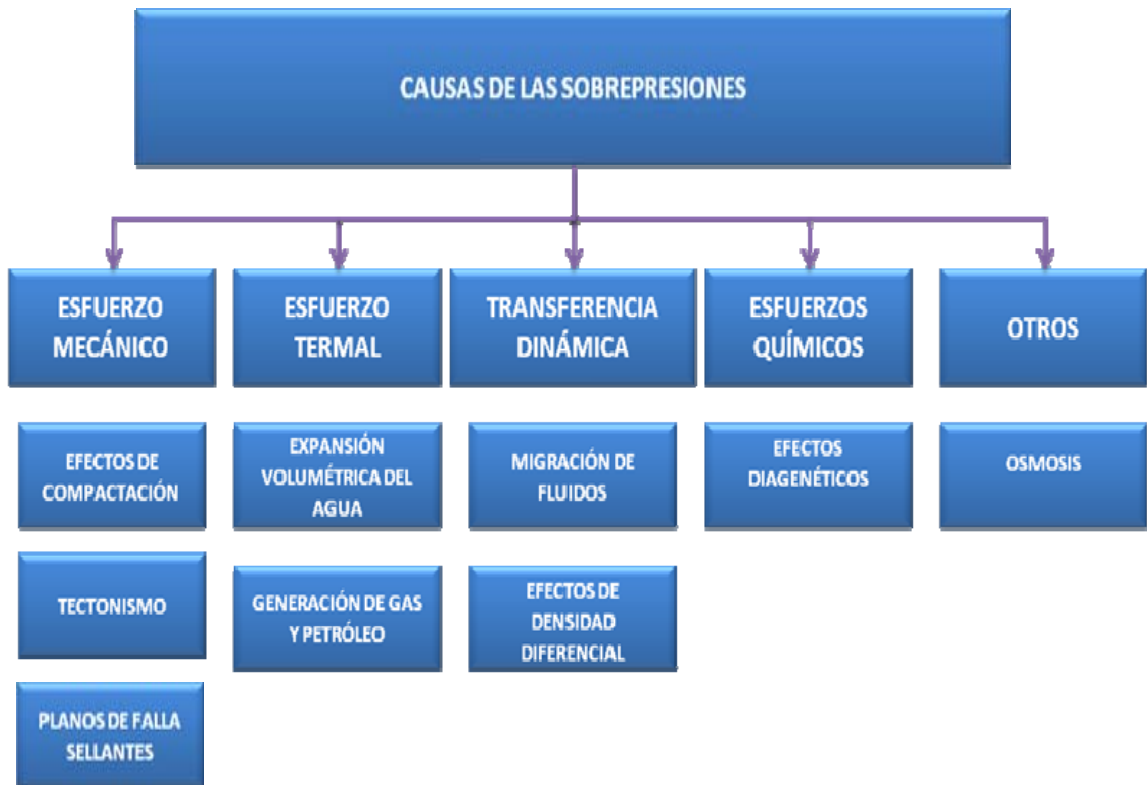


Figura 9. Clasificación general de las causas generadoras de presiones anómalas.

6.2.1. ESFUERZO MECÁNICO

Este tipo de esfuerzos se refiere al efecto del desequilibrio de compactación y es considerado por varios autores como la causa principal de sobrepresiones en varias cuencas sedimentarias del mundo. Dichos esfuerzos se pueden ver desde los efectos de compactación, tectónismo y plano de falla sellante.

➤ Efectos de compactación

Es un proceso dinámico, que resulta de un rápido enterramiento de los estratos rocosos. La distribución de presión ocurre en sedimentos someros que se depositan lentamente en un ambiente deltáico. Cuando el material detrítico es arrastrado, los sedimentos formados

inicialmente, no son consolidados ni compactados y por lo tanto tienen una porosidad y permeabilidad relativamente alta.

Una vez ha ocurrido la sedimentación, el peso de las partículas sólidas es soportado por el contacto grano a grano, haciendo que este no influya sobre la presión hidrostática del fluido contenido en el poro, por lo tanto esta dependerá únicamente de su densidad. La reorganización de los granos genera una disminución en la porosidad, manteniendo el equilibrio hidrostático. Este proceso se puede representar de manera simple con un modelo unidimensional de compresión (Figura 10).

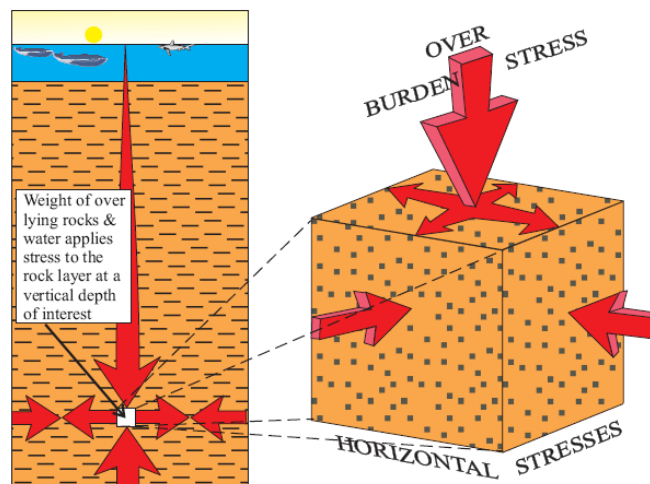


Figura 10. Modelo de Compactación de los Sedimentos.
Tomado de Pdf. Wellbore Stability-AMOCO (2003).

El agua connata que ocupa el espacio entre los poros, tiene una trayectoria de flujo natural hacia la superficie, sobre la cual se ejerce el peso de sobrecarga o la carga litostática a una profundidad de enterramiento. Al resistir esta carga, se provee un esfuerzo vertical grano a grano o matriz y la presión del fluido del poro. Si el agua de los poros escapa rápidamente, según la rata de compactación, la presión, será la misma presión hidrostática, pero si la trayectoria del flujo de agua es bloqueada o restringida, el incremento del esfuerzo vertical puede causar presurización del agua contenida en el poro sobrepasando la presión hidrostática. A la vez que ocurre una pérdida en las propiedades capilares tales como la porosidad y permeabilidad, esto dificultará la migración del fluido creando un sello que permite el

desarrollo de las presiones anormales, como es el caso de los shales y las evaporitas.

➤ Esfuerzos tectónicos

Las presiones anormales suelen manifestarse por cargas tectónicas en áreas con fallamiento y ocurren cuando las rocas están sujetas a compresión lateral, es decir, por la carga vertical de los sedimentos suprayacentes, como si fuera un cinturón de cabalgamiento, como se ilustra en la (Figura 11).

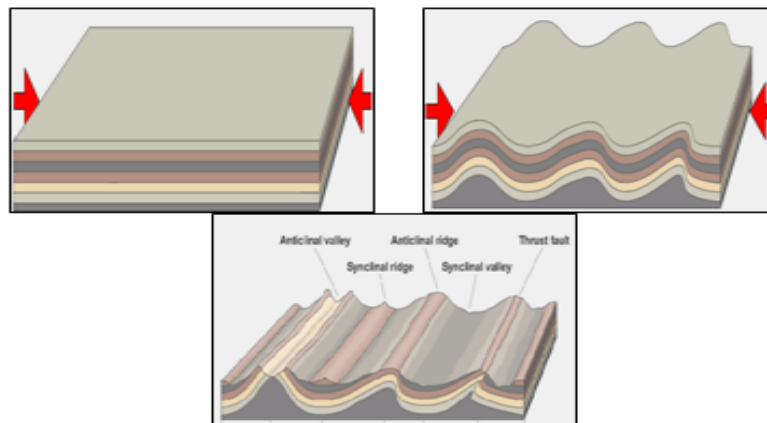


Figura 11. Esfuerzos compresivos Tomado de “GroupHomepage.asp”.

Cuando la compresión lateral es efectiva, resulta una acumulación progresiva de estratos y un aumento en la presión de poro sobrepasando el valor normal hidrostático, que se vuelve generador de sobrepresión cuando hay una rápida sedimentación (KENNETH & BAUGHER, 1969).

➤ Planos de falla sellantes

Los planos de falla casi siempre dificultan la migración de fluidos y son el significado de superficies sellantes sólo porque pueden yuxtaponer rocas con propiedades capilares y presiones de fluidos diferentes (SMITH, 1966), ofreciendo a si mismo el libre paso a la migración de fluidos sólo bajo condiciones especiales, generadas por la falta de profundidad y fallamiento en la superficie cercana a un campo sometido a esfuerzos regionales de tensión, lo que conlleva a que el plano de falla actúe como una fractura transmisiva.

En ocasiones especiales, donde los espesores de shales arcillosos, son poco compactados y se encuentran intercalados con areniscas que contengan fluidos, las patinas de arcilla pueden ser emplazadas a lo largo del plano de falla evitando la migración de fluidos y generando en algunos casos presiones anormales hacia esa sección (Figura 12).

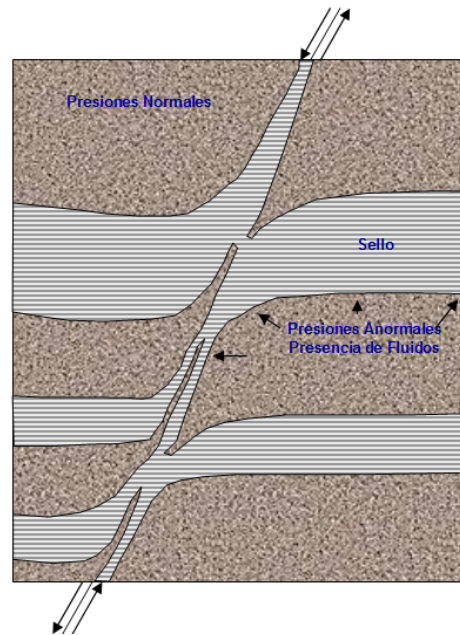


Figura 12. Deslizamiento de arcillas subcompactadas dentro de un plano de falla. Tomado de YIELDING et al., (1997).

6.2.2. ESFUERZO TERMAL

➤ Expansión volumétrica del agua o “efecto hidrotermal”

Es el aumento de temperatura y de la profundidad de enterramiento, son factores que causan la expansión termal del agua acompañada de presiones anormales muy altas.

Para el análisis de presiones anormales en shales, se deben considerar dos aspectos principales: 1) La creación de un sello perfecto, lo cual implica una migración mínima de fluidos, pues la generación de un exceso de presión depende de la resistencia a la expansión del agua del poro menor del 5%. Por otra parte en el proceso mecánico, el exceso de presión inducida puede mantenerse varios períodos de tiempo aun si el sello es imperfecto y 2) La conservación de un volumen de poro constante, solo si la compresibilidad del agua de los poros permite que la compactación mecánica iguale en volumen a la

expansión térmica del volumen de los poros y a su vez a la expansión térmica de la matriz de la roca, lo cual ocurrirá en condiciones ideales.

➤ Transformación del kerógeno

La transformación del kerógeno sólido a hidrocarburos líquidos, gaseosos, residuos sólidos y otros productos, presenta una expansión de volumen que varía de un 3-6%, incluso hasta un 25%. Estas variaciones durante la reacción hacen que este proceso sea incierto, generando en ocasiones sobrepresiones en áreas extensas.

Para generar sobrepresiones extensas se requiere de una roca muy rica en materia orgánica de excelente calidad y que la transformación sea casi inmediata, lo cual es difícil que ocurra en la naturaleza a escala del tiempo geológico.

➤ Generación de gas

La generación de gas como el metano, ocurre por transformación directa del kerógeno y por craqueo térmico del petróleo. Esta generación va acompañada por un aumento de volumen que puede llegar a producir sobrepresiones extremas en un sistema cerrado (Figura 13).

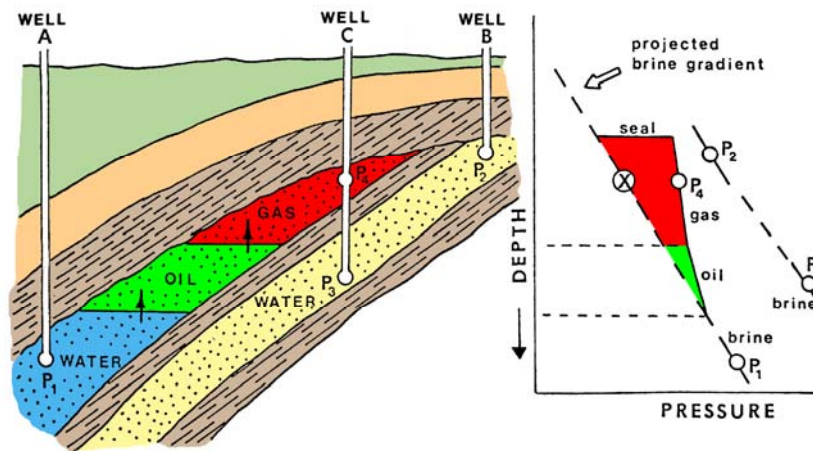


Figura 13. Flotación debido al contraste de densidades. Tomado de NOETH (2004).

El aumento de la presión durante el proceso de generación de gas puede ser rápido y eventualmente llega a la presión de fractura de la roca en varias ocasiones, luego de que ocurre el fracturamiento se debe

presentar una reducción en la presión y estas fracturas se cierran a medida que aumenta la profundidad y la temperatura.

6.2.3. TRANSFERENCIA DINÁMICA

La transferencia dinámica se refiere a procesos generadores que ocurren por debajo de los 9500 ft, la migración de fluidos es un tipo de transferencia dinámica que se encuentra relacionada con los flujos laterales convencionales de Darcy, con el fracturamiento, las fallas activas y la sobrecarga.

➤ Migración de fluidos

Estas sobrepresiones pueden ocurrir por diversas causas las cuales pueden ser naturales o antrópicas (ocasionada por el hombre). Las causas naturales se pueden atribuir al hidrofracturamiento y apertura de zonas de falla, que actúan como trayectorias preferenciales en la migración de fluidos. Tales mecanismos solo pueden dar cuenta de grandes volúmenes de fluidos transferidos a profundidades someras a partir de fuentes muy profundas, en un muy corto periodo del tiempo geológico (Figura 14a). En cuanto a las causas artificiales se puede presentar cuando por el cemento de la tubería de revestimiento el fluido asciende a la formación (Figura 14b), otro caso es cuando se ha abandonado un pozo por medio de este pozo los fluidos llegan a una formación llevándola a una sobrepresión (Figura 14c).

Si el movimiento del fluido es detenido, se requiere de un tiempo considerable para descargar la presión a una presión normal. En estos casos en muchas formaciones someras con estas características han ocurrido reventones, esta situación es muy común en yacimientos antiguos (BOURGOYNE et al., 1991).

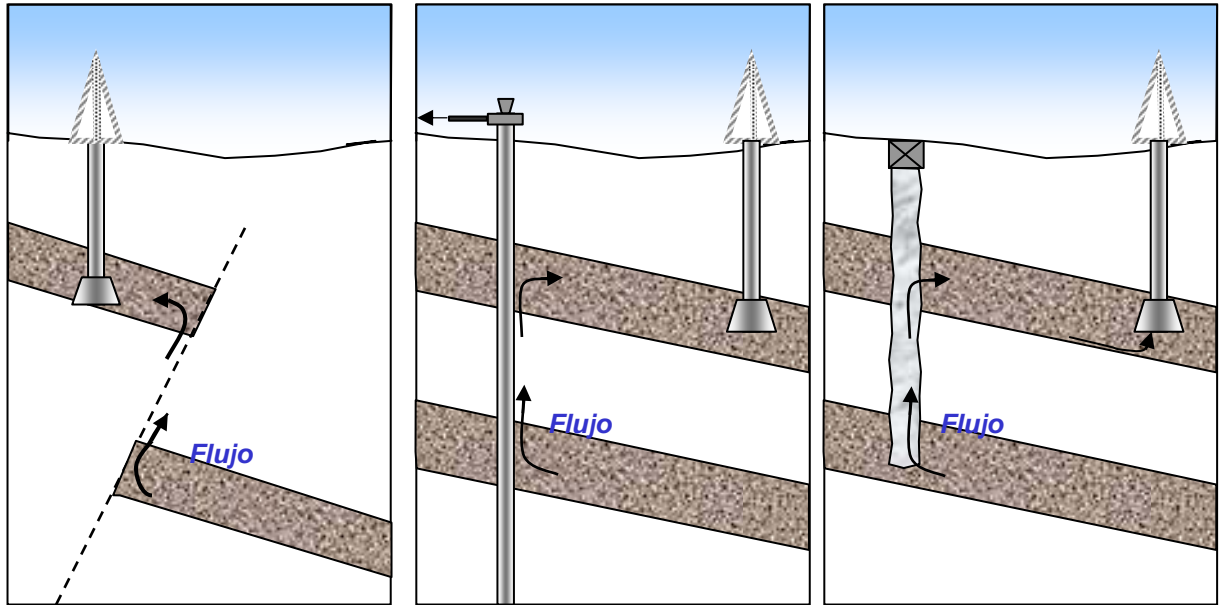


Figura 14. Efectos de la Migración de Fluidos. a) Por naturales, b) y c) Por medio artificial. Tomado de BOURGOYNE et al., (1991).

6.2.4. OSMOSIS

Dos soluciones de diferente concentración o un solvente y una solución separadas por una membrana semipermeable, tratan de alcanzar el estado de equilibrio de su potencial químico; se presenta un flujo de elementos electroquímicos a través de la membrana y se produce un incremento de presión en el espacio encerrado hacia donde se desplazan tales elementos (Figura 15).

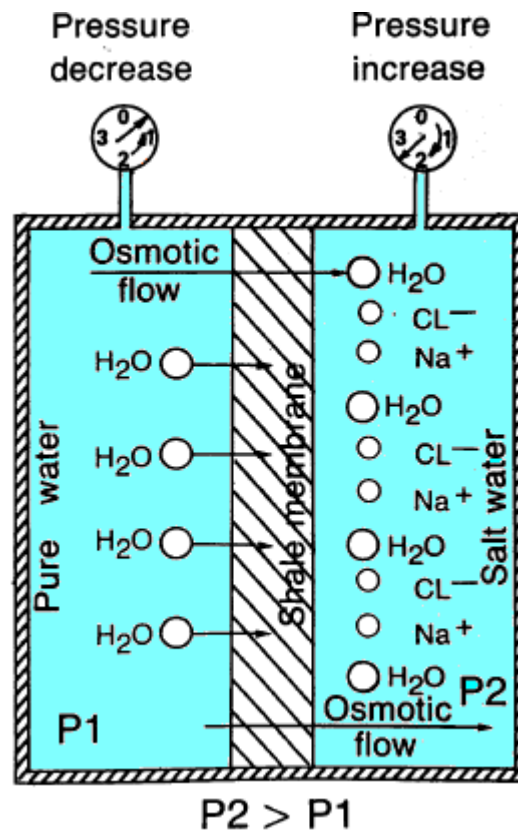


Figura 15. Flujo Osmótico. Tomado de Bousens (1989).

La ósmosis en los shales, es el proceso en el cual, el agua puede migrar a través de los poros entre dos puntos de diferentes actividades, mientras que los iones hidratados no pueden ó están substancialmente impedidos (FAM, 1998). Se cree que la presión osmótica puede ser generada por iones de aguas de menor y mayor salinidad. De esta manera se dice que la presión osmótica no contribuye en mayor proporción en la generación de niveles altos de sobrepresión (POSTON & BERG, 1997).

6.2.5. EFECTO QUÍMICO

El esfuerzo químico se relaciona con el efecto diagenético, que es inducido por el incremento volumétrico del agua libre en sedimentos con baja permeabilidad (BURST, 1969).

➤ **Diagénesis**

En la diagénesis comienza un proceso de compactación y cementación. Este proceso tiene lugar cerca de la superficie y a temperaturas y presiones relativamente bajas, en el que se expulsan gases y agua pero en el que se excluye cualquier cambio de volumen de los materiales consolidados y la migración de minerales que alteren la composición química de la roca. Los shales y los carbonatos están expuestos a sufrir cambios en su estructura cristalina, lo que contribuye a causar una presión anormal.

El agua contenida en el poro es expelida durante la compactación de la montmorillonita; el agua encerrada dentro de la estructura intercapa del shale (agua de hidratación) tiende a ser retenida durante mas tiempo. Después de alcanzar una profundidad a la cual la temperatura es de 93°C a 150°C, la montmorillonita expelle el agua de hidratación completamente y se convierte en illita. Cuando la permeabilidad de los sedimentos es demasiado baja, el agua que se encuentra dentro de la estructura intercapa del shale no puede salir y se desarrollan presiones anormales. Como se observa en la figura 16.

Este proceso es caracterizado por la siguiente reacción:



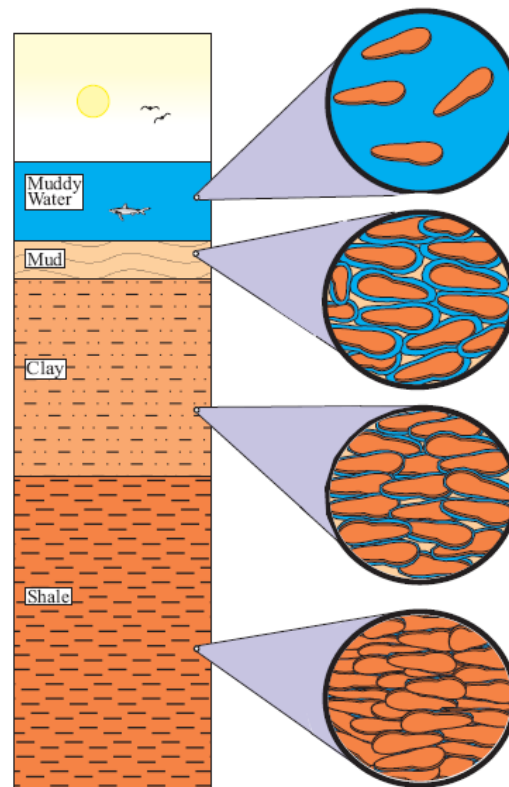


Figura 16. Efectos diagenéticos de las arcillas. Tomado de Pdf. Wellbore Stability-AMOCO (2003).

➤ **Causas termodinámicas químicas o bioquímicas**

En una formación cerrada y en estado de equilibrio, la variación de presión, temperatura, puede ocasionar reacciones químicas, como la descomposición de materia orgánica operaciones bacteriales ocasionando incrementos de presión.

7. REGISTROS DE POZO

Es importante tener en cuenta los registros de pozo los cuales permiten evaluar indirectamente algunas propiedades intrínsecas de la roca, como son la resistividad y el tiempo de tránsito de las ondas, las que están directamente relacionadas con propiedades litológicas y capilares como la permeabilidad y la porosidad, que son parámetros básicos en el estudio de causas generadoras de sobrepresión.

El registro eléctrico data de mayor tiempo, frente al perfil de perforación y consiste en distinguir la resistividad eléctrica, potencial electroquímico natural, velocidad del sonido, radioactividad natural, temperatura y otros parámetros conocidos en la geología, mientras que los de perforación, tienen que ver con la perforación propiamente dicha.

La presencia de presiones anormales puede ser detectada y evaluada por varios métodos indirectos antes, durante y después de la perforación y la mejor herramienta es el registro de pozo. En este capítulo se mostrará una aplicación del método de Eaton para el Campo de Cupiagua. Básicamente, todos los métodos de estimación de la presión de formación, descansan en una o más propiedades de la Lutita con respecto a la profundidad.

7.1. REGISTROS ELÉCTRICOS

Es el registro continuo de las características eléctricas de las formaciones, respecto a su profundidad.

Las interpretaciones de los registros sínicos y de resistividad realizadas durante la perforación, proporcionan valiosa información acerca de las formaciones. Si bien el lodo puede tardar horas en circular hasta la superficie, las herramientas sínicas y de resistividad tienen un retardo respecto de la barrena de aproximadamente 30 minutos a velocidades de perforación típicas. Ambas herramientas predicen la presión de poro y el gradiente de fractura en base a un modelo geomecánico a lo largo de una trayectoria. El mejor de los dos es el sínico, debido a que éste no es afectado por la temperatura y la salinidad de la formación. La idea principal de los registros es que el operario calibra el modelo durante la perforación, comparando las predicciones con las pruebas de fugas (tomadas después que el revestimiento se fija y se comienza a perforar)

y con las presiones de poro en zonas permeables, obtenidas utilizando las mediciones directas como MDT, RFT, entre otras (OLAYA, 2004).

7.1.1. Registro sísmico

Es el registro que determina cual es el tiempo de tránsito de la onda de sonido en una dirección vertical en la vecindad del pozo, es decir, es el valor recíproco de la velocidad sísmica longitudinal en la formación y depende de la litología y porosidad de una formación.

Este registro se recomienda en el overburden del pozo, debido a que puede usar los siguientes factores que permitan ayudar a mejorar la estabilidad del pozo, lodo y diseños de cemento y los revestimientos.

- Presión de Poro
- Sísmica tiempo-profundidad
- Detección de gas
- Detección de fallas/fracturas
- Propiedades mecánicas de las rocas

La herramienta como tal puede mejorar la información una vez se haya sentado el revestimiento, material de la perforación, material químico del revestimiento y un sistema de lodo formulado especialmente para la formación particular perforada.

7.1.2. Desventajas del registro sísmico

- Incapaz de medir velocidades menores que la velocidad del fluido de perforación (crítico en arenas con gas).
- Comúnmente no es corrido en el overburden, sino en zona productora.
- Es afectado por el estado del pozo (breakouts, washouts), daño de formación, absorción.
- Mide pequeñas distancias a frecuencias ultrasónicas no comparables con la sísmica.
- Para solventar estas desventajas se calibra con el Check Shot o VSP. (OLAYA, 2004).

7.2. MÉTODOS DE EVALUACIÓN DE GEOPRESIONES

Ellos pueden ser clasificados en métodos de detección y predicción. Los primeros son aquellos usados durante la perforación, mientras que los otros son aquellos usados durante la etapa de planeación o después de la perforación.

Las técnicas para estimar y detectar presiones de formaciones anormales son clasificadas como:

- Métodos predictivos. (Mediante datos obtenidos de pozos offset o datos sísmicos).
- Métodos de medición mientras de perfora (MWD).
- Métodos post-perforación (Registros de Pozo).

De esta manera las presiones de poro pueden ser estimadas usando métodos directos o indirectos. Las medidas de presión directa son hechas usando bombas de presión en el fondo del pozo, pruebas DST, y pruebas de formación repetidas (RFT). Los métodos indirectos usan registros de pozo y datos de perforación (métodos predictivos y de detección), razón por la cual son los más usados.

7.3. MÉTODOS DE PREDICCIÓN DE LA PRESIÓN DE PORO

La mayoría de los métodos para detectar y estimar la presión de formación anormal, están basados en el principio de que las formaciones con presiones anormales tienden a ser menos compactadas y por lo tanto tienen una porosidad más alta que las formaciones similares con presión normal a la misma profundidad. Debido a lo anterior cualquier medida que refleje cambios en la porosidad de la formación puede ser usada para detectar presiones anormales. Generalmente un parámetro dependiente de la porosidad es medido y graficado como función de la profundidad (Figura 17). (FALCAO, 2002).

Si la presión de la formación es normal, los parámetros dependientes de la porosidad tienen una tendencia que se pueda reconocer. Esto debido que al aumentar la profundidad, aumenta la compactación y por consiguiente la porosidad disminuye gradualmente.

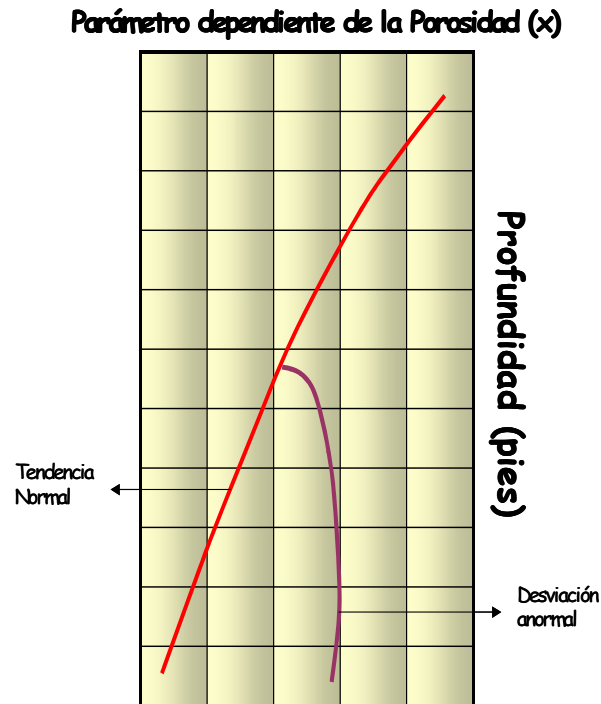


Figura 17. Ejemplo generalizado del efecto de la presión de poro sobre un parámetro dependiente de la porosidad. Modificado de YOSHIDA et al, (1996).

Los métodos más comúnmente utilizados para predecir la presión de poro son los métodos de Hottman y Johnson, profundidad equivalente y el Método de Eaton. Estos métodos son usados en la mayoría de las petroleras.

7.3.1. Método de Eaton

Está basado en la premisa que cuando valores eléctricos o acústicos de shales limpios se leen directamente de registros de pozo y se grafican como función de la profundidad en un papel semilog, existe una línea de tendencia normal a través de una sección que está normalmente presurizada. Una desviación de los valores del registro de ésta línea de tendencia normal indica una presión de poro anormal. Eaton usa una base de datos mucho mayor para desarrollar una serie de ecuaciones, las cuales relacionan directamente la presión de poro con la relación de desviaciones entre los valores del registro observado y los valores obtenidos de la línea de tendencia normal.

La ecuación de Eaton (ecuación 1) toma en cuenta el efecto de la variación del gradiente de overburden. El esfuerzo de overburden se calcula multiplicando las densidades del shale por los espesores de los intervalos. Una cualidad adicional es que las velocidades sísmicas se pueden convertir en tiempos de tránsito los cuales pueden ser usados como valores del registro sísmico.

La ecuación de Eaton esta definida como:

$$\frac{p}{D} = \frac{s}{D} - \left[\frac{s}{D} - \frac{p_n}{D} \right] * f^\alpha \quad \text{Ecuación (1)}$$

Donde:

$\frac{p}{D}$ Es el gradiente de presión de poro (psi/ft).

$\frac{s}{D}$ Es el gradiente de presión de sobrecarga (psi/ft).

$\frac{p_n}{D}$ Es el gradiente normal de presión de poro (psi/ft).

f^α Es un parámetro de ajuste.

El parámetro de ajuste depende de la fuente de datos que se tenga. Por ejemplo para el Piedemonte Llanero Colombiano este valor es de 1.2.

$$\frac{P}{D} = \frac{S}{D} - \left[\frac{S}{D} - 0.449 \right] * \left[\frac{\Delta T_N}{\Delta T_{obs}} \right]^{3.0}$$

1,2 para Piedemonte

Este tipo de método es muy utilizado recientemente por el ICP después de la perforación para identificar las zonas que presentan este tipo de anomalías, teniendo en cuenta que no siempre estos registros muestran cambios en la presión de poro sino también cambios de litologías, presencia de fallas y discordancias.

7.4. METODOLOGIA DESARROLLADA

Se utilizo la siguiente metodología para la predicción y cuantificación de la presión de poro:

- En primera instancia se tomaron los registros sínicos, los topes de las formaciones, las profundidades, las porosidades y las tendencias observadas, para calcular los gradientes de presión de sobrecarga y presión de poro.
- Luego, utilizando la ecuación de Eaton modificada para el Piedemonte Llanero con un parámetro de ajuste de 1.2, se grafico el DT (registro sínico observado) Vs TVD (profundidad), de la cual se obtuvo una nube de puntos que sirvieron para determinar la línea de tendencia y obtener el DT Normal.
- Con el DT Normal se procede a calcular el gradiente de Presión de poro, para así graficarlo contra el TVD y obtener el registro de la presión de poro, en estos gráficos se resaltan los topes de las formaciones que sirven de ayuda a la hora de interpretar los resultados obtenidos.
- Utilizando el mismo gráfico se representan los valores de MDT, que se toma como base teórica, para verificar los datos obtenidos a partir de los registros de presión de poro, incluyendo también los pesos del lodo.
- Finalmente se analizan las desviaciones de la curva con respecto a la tendencia normal, dando explicación a cerca de ellas, ya sea por causas de cambios de litológicos, fallamientos, discordancias o por presiones anómalas.

7.5. CALCULO DE LA PRESIÓN DE FORMACIÓN (PORO)

Basados en datos suministrados por los registros de pozo y en aplicaciones realizadas anteriormente en el área se utilizó el Método de Eaton en el Campo de Cupiagua, para determinar valores cuantitativos de presión de poro e identificar las posibles formaciones que se encuentran sobrepresionadas.

El método se centra principalmente en el trazo de una Línea de Tendencia Normal que represente el comportamiento normal de presión para el pozo. Cabe resaltar que el resultado de presión de poro que se obtiene depende de la subjetividad del intérprete para trazar la línea, la cual debe estar relacionada con algún evento geológico y/o de perforación tales como el cambio de edad geológica de las formaciones,

cambios de broca, BHA y casing que tengan una explicación válida para la interpretación de la gráfica.

7.5.1. Pozo Liria YR-5

La tendencia normal para este pozo esta repsensada por la ecuación mostrada en la figura 18 donde se observa con claridad el comportamiento del registro sónico Vs TVD, a partir del cual se determina el DT normal fundamental para la predicción de la presión de poro.

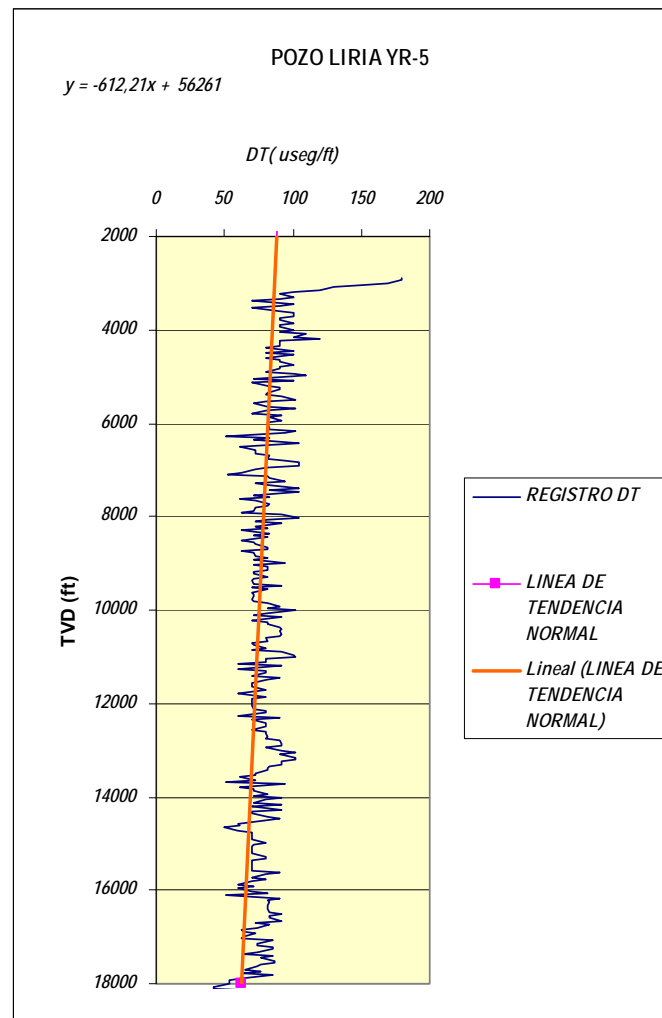


Figura 18. Registro Sónico con la tendencia normal para el pozo Liria YR-5.

Con base en datos de registro de pozo la formación Guayabo presenta en el intervalo de 230 a 1225 ft un peso de lodo de 8.4 ppg con una presión de poro de 8.4 ppg y en el intervalo de 1225 a 5714 ft un peso de lodo de 8.6 a 9.7 ppg y una presión de poro de 8.4 ppg, la formación Charte tiene un peso de lodo de 9.8 a 9.9 ppg con una presión de poro de 9.1 ppg, la formación Leon en el intervalo 7105 a 7347 ft muestra un peso de lodo de 9.9 ppg y una presión de poro 9.3 ppg, en los intervalos 7347 a 7792 ft con un peso de lodo 10.0 ppg y con un presión de poro de 9.3 ppg y en 7792 a 8440 ft con un peso de lodo 10 a 10.2 ppg y un presión de poro 9.3 ppg, en el grupo de la formación Carbonera para el miembro C1 el peso de lodo es de 10.5 a 10.9 ppg con una presión de poro 9.5 ppg en C2 el peso del lodo es 10.9 a 11.3 ppg con una presión de poro de 9.8 ppg, en C3 un peso de lodo 11.3 a 11.6 ppg con una presión de poro 9.9 ppg en C4 el peso de lodo es de 11.6 ppg y la presión de poro es de 9.9 ppg en C5 un peso de lodo de 11.6 a 11.7 ppg y una presión de poro 9.9 ppg, en C6 en el intervalo de 12913 a 13782 ft un peso de lodo de 11.7 ppg con una presión de poro 9.9 a 10.4 ppg y en el intervalo 13782 a 13988 ft un peso de lodo 11.8 ppg con una presión de poro igual que en el anterior intervalo, en C7 en intervalo de 13988 a 15856 ft con un peso de lodo de 13.2 a 13.4 ppg y una presión de poro 11.5 ppg en 15856 a 16246 ft un peso de lodo de 13.4 ppg y una presión de poro de 10.4 ppg para C8 un peso de lodo de 13.4 ppg con una presión de poro 9.9 ppg en la formación mirador tenemos un peso de lodo de 13.4 ppg y una presión de poro 6.3 y en la formación Cuervos el peso del lodo es de 7.8 ppg con una presión de poro de 7.3 ppg, en general el pozo presente un gradiente de sobrecarga aproximadamente de 1,041 (psi/ft) y un gradiente de presión de poro de 0,465 (psi/ft) como se puede apreciar en la figura 19. Según esta información se puede concluir que la formación Carbonera presenta varias anomalías en el comportamiento de la presión de poro, pero los mayores aumentos son principalmente para los miembros C7 y C8 (Anexo A).

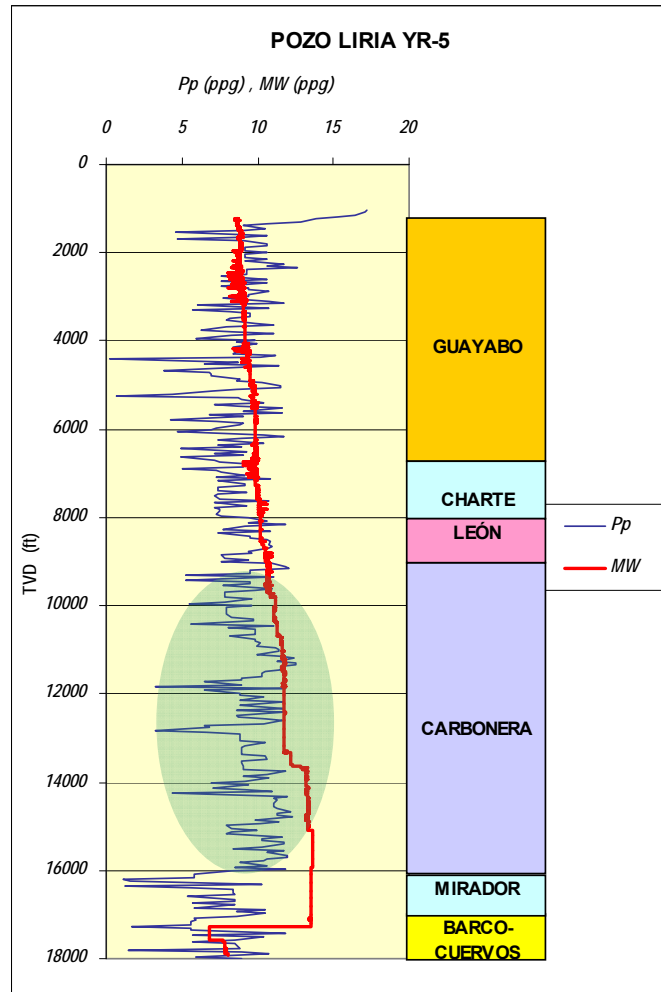


Figura 19. Presión de poro (Método de Eaton) y peso del lodo para el pozo Liria YR-5.

7.5.2. Pozo Cupiagua Q6

En la figura 20 se evidencia claramente el comportamiento de la tendencia normal representada por la ecuación ahí expuesta, por medio del cual se obtienen los valores para el DT normal y posteriormente la presión de poro.

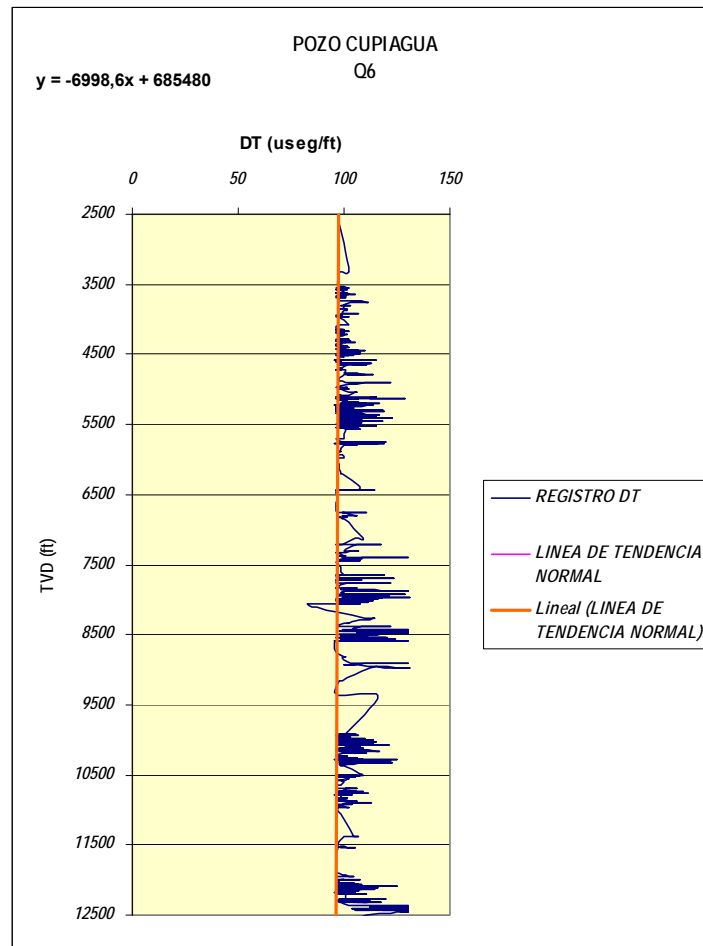


Figura 20. Registro Sónico con la tendencia normal para el pozo Cupiagua Q6.

Para la formación Guayabo el peso de lodo es de 9.0 ppg y la presión de poro de 9.6 ppg, en la formación Charte tenemos un peso de lodo de 9.96 ppg y una presión de poro de 10.46 ppg, en la formación Leon el peso del lodo es 9.8 ppg y una presión de poro de 10.2 ppg, en el grupo de la formación Carbonera tenemos para C1 un peso de lodo de 10.4 ppg y una presión de poro de 10.6 ppg, en C2 el peso del lodo es de 10.65 ppg y una presión de poro de 11.6 ppg, en C3 tenemos un peso de lodo de 10.9 ppg con una presión de poro de 12.3 ppg, en C4 hay un peso de lodo de 11.14 ppg con una presión de poro de 11 ppg, C5 tiene un peso de lodo de 11.5 ppg y presión de poro de 11.4, en C6, C7 y C8 el peso del lodo es de 11.6 ppg y la presión de poro tiene un valor aproximado de 11.5 ppg, razón por la cual se señala la formación

Carbonera como una formación sobrepresionada (Anexo A). El pozo en general tiene un gradiente de sobrecarga de 0,720(psi/ft) y un gradiente de presión de poro de 0,517(psi/ft).

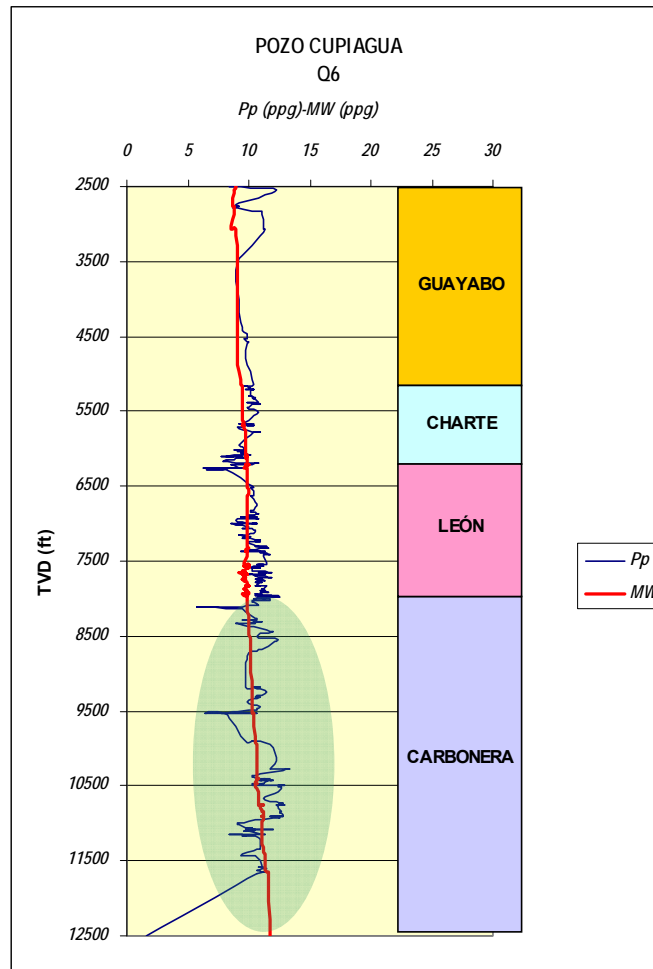


Figura 21. Presión de poro (Método de Eaton) y peso del lodo para el pozo Cupiagua Q6.

En el registro de pozo para el Piedemonte Llanero Colombiano en el Bloque Recetor (Figura 22) se puede observar claramente que los miembros inferiores de la Formación Carbonera (C7 y C8) son reconocidos como sobrepresionados. Por medio de este método se puede reconocer claramente las presiones anómalas en los intervalos mencionados. Por lo tanto, la efectividad del método para identificar

estas zonas es bastante certera y viable al momento de diseñar una ventana segura de lodo para análisis de estabilidad de pozo.

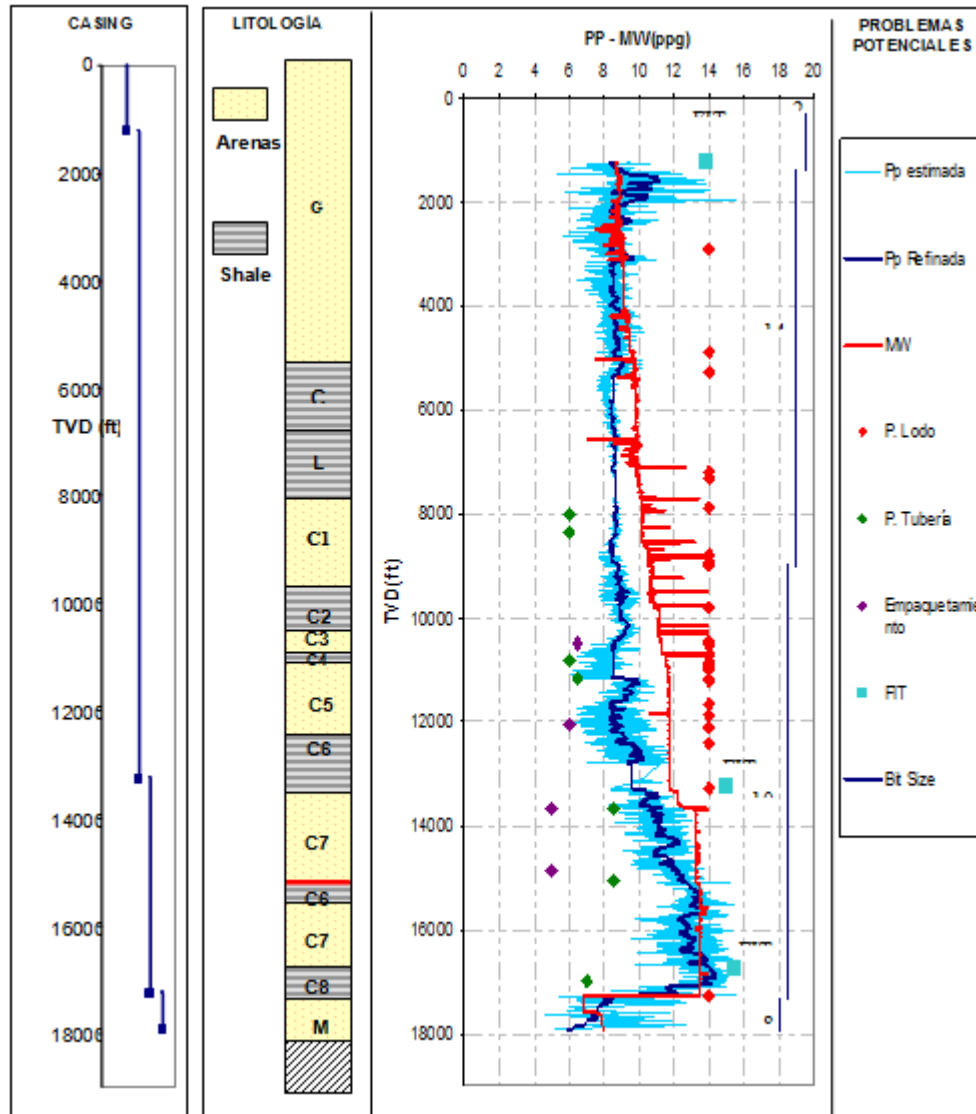


Figura 22. Registro de pozo del Piedemonte Llanero (Bloque Recetor). Tomado de Solano Y. P- Rodolfo U. M (2005).

Con los valores obtenidos de presión de poro para el Campo de Cupiagua y con las aplicaciones encontradas para el área de estudio se puede sustentar e identificar claramente que la Formación Carbonera es la principal formación que se encuentra actualmente sometida a

sobrepresión. Por consiguiente se evalúa la influencia que tienen los esfuerzos químicos y los esfuerzos mecánicos en la generación de sobrepresión en el Piedemonte Llanero Colombiano.

8. GENERALIDADES DE LA GEOQUÍMICA

Los altos costos de perforación en una zona de alta presión han conducido a desarrollar técnicas que relacionan la presencia y distribución de hidrocarburos con la ocurrencia de altas presiones.

En este capítulo se presenta la caracterización geoquímica de la formación Carbonera, con el fin de analizar la influencia que tienen los cambios volumétricos debido a transformaciones fisicoquímicas de la materia orgánica en la generación de sobrepresiones.

Con base en el registro histórico de datos geoquímicos como %TOC, S1, S2, S3, IH, IO, la Pirolisis Rock Eval y Ro de ECOPEPETROL, se realizó una base de datos para el Piedemonte Llanero Colombiano, utilizando tablas comparativas y diagramas estadísticos.

8.1. SISTEMA PETROLÍFERO

Para la caracterización geoquímica es necesario primero entender el sistema petrolífero el cual es un sistema natural que comprende un volumen de roca fuente de hidrocarburos así como todo el petróleo y gas generado de dicha roca, incluyendo todos los elementos y procesos geológicos que son esenciales para que un depósito de crudo y gas exista (Magoon y Down, 1994) (Figura 23).

Los elementos que conforman el sistema petrolífero son la roca fuente, roca almacenadora, roca sello y roca de sobrecarga. Entre los procesos del sistema petrolífero tenemos la formación de trampa, generación de hidrocarburos, migración de hidrocarburos y acumulación y preservación de hidrocarburos.

De los anteriores elementos se toma como uno de los principales, el estudio de la roca fuente, para analizar la cantidad, calidad y el estado termal, lo cual permite determinar la relación entre las transformaciones que manifiestan la expansión volumétrica originando así sobrepresiones.

La roca fuente se define de acuerdo al potencial petrolífero y en cuanto a la clasificación geoquímica se usan rangos de los parámetros obtenidos en el laboratorio ya sea de Pirolisis Rock Eval u otras pruebas.

Con estos datos obtenidos de estas pruebas se concluye el estado de la roca fuente y se verifica si existe alguna relación con la generación de sobrepresiones.

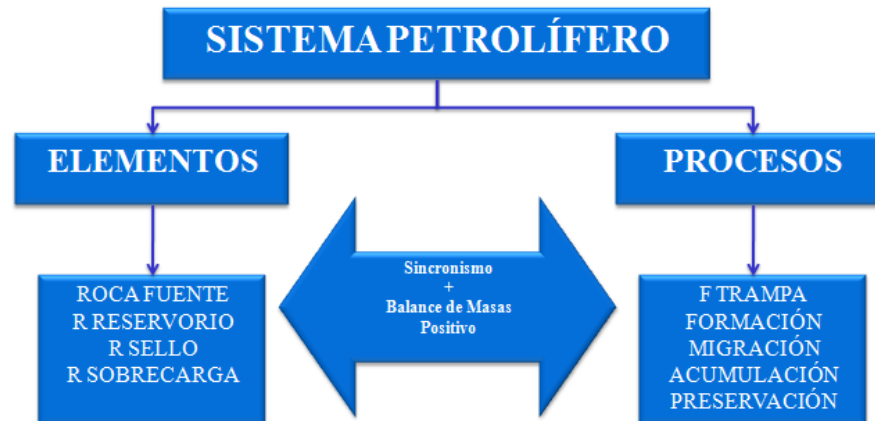


Figura 23. Representación de los componentes del sistema petrolífero.

8.2. DENOMINACION DE LOS SISTEMAS PETROLIFEROS

En la identificación de un sistema petrolífero se incluye el nombre de la roca fuente, seguida por el nombre de la roca almacén principal y el símbolo que expresa el nivel de certidumbre, como se muestra en la tabla 3:

NIVEL DE CERTIDUMBRE	SIMBOLO	CRITERIO
Conocido	(!)	Se han realizado correlaciones positivas crudo roca
Hipotético	(.)	No hay correlaciones, pero la evidencia geológica-geoquímica indica la fuente
Especulativo	(?)	Solo existen evidencias geológicas o geofísicas de la fuente

Tabla 3. Identificación del sistema petrolífero.

Basada en la definición de sistema petrolífero propuesta por (Hernández et al 1997), el cual considera a los niveles arcillosos como roca generadora. Por lo tanto la caracterización geoquímica puede ser

una herramienta valiosa para reconocer las transformaciones de la materia orgánica contenida dentro de la formación carbonera.

8.3. TRANSFORMACIONES DE LA MATERIA ORGANICA

El incremento de la profundidad, la temperatura y la presión; generan transformaciones que aumentan la energía cinética de las moléculas y por consiguiente el volumen que ocupan, ocasionando en algunos casos presiones anómalas. Tales procesos se definen en las siguientes etapas (Figura 24):

8.3.1. Diagénesis: Proceso que ocurre en condiciones de poco enterramiento (algunos cientos de metros) y a bajas temperaturas (<50°C). Durante este proceso los sedimentos que originalmente tenían grandes cantidades de agua tienden a alcanzar condiciones de equilibrio (Hunt, 1996).

Se destacan los siguientes procesos:

- Organismos aeróbicos consumen el oxígeno libre.
- Organismos anaeróbicos reducen sulfatos para obtener el oxígeno que requieren
- Se forma carbones bituminosos (si hay materia orgánica terrestre)
- Se genera metano como el hidrocarburo más importante.
- En la fase tardía la materia orgánica produce CO₂ y H₂O

El final de esta fase corresponde a un %Ro de 0.5 aproximadamente.

8.3.2. Catagénesis: Proceso de alteración termal de la materia orgánica por enterramiento y calentamiento en el rango de 50 a 150°C, tomando varios millones de años (Tissot y Welte, 1984 Hunt, 1996). Durante este tiempo la degradación termal del Kerógeno se genera hidrocarburos de acuerdo con la siguiente ecuación general:

Kerógeno → bitumen → petróleo + gas + residuo

Donde las transformaciones que ocurren en los estados sólido y líquido son los más relevantes para propiciar sobrepresiones. Esta fase varía entre valores de 0.5 y 2.0 %Ro.

8.3.3. Metagénesis: Es el último estado de alteración térmica significativa de la materia orgánica. Durante esta etapa la generación de

metano disminuye y comienzan a formarse estructuras de grafito. La metagénesis ocurre en el rango de temperatura de 200-250°C.

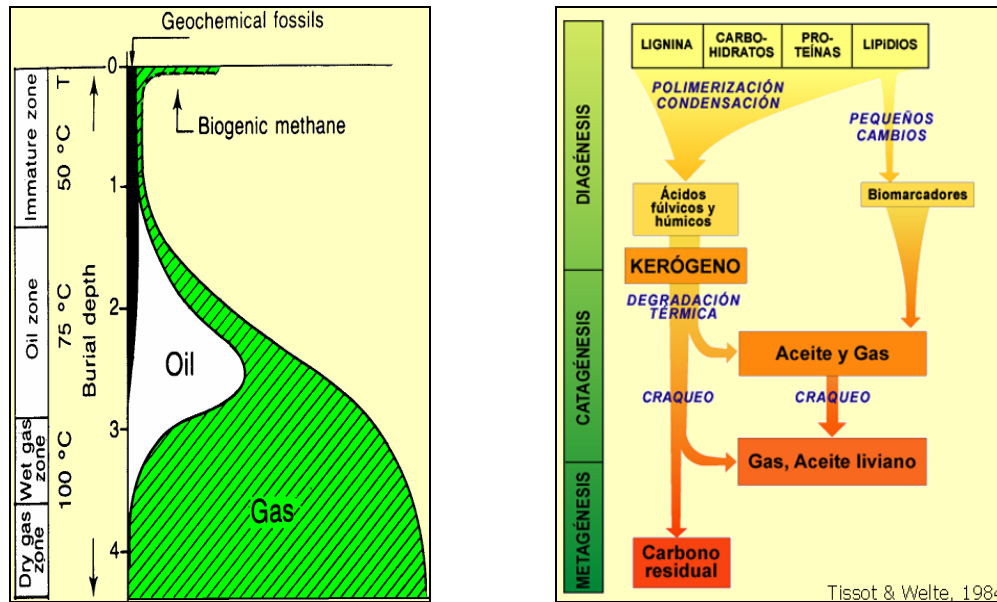


Figura 24. Esquemas de las etapas de transformación de la materia orgánica. Tomado de Tissot and Welte, 1984.

8.4. EVALUACIÓN DE ROCAS GENERADORAS

La roca fuente hace referencia a las rocas sedimentarias que son, o pueden llegar a ser, o han sido capaces de generar petróleo (Tissot and welte, 1984). Una roca fuente efectiva esta generando o ha generado y expulsado petróleo.

La roca fuente efectiva satisface a demás tres requerimientos geoquímicos que son fácilmente definidos:

- Cantidad de materia orgánica.
- Calidad de materia orgánica.
- Madurez termal.

8.4.1. Determinación del Carbono Orgánico Total:

El Carbono orgánico total describe la cantidad de carbono orgánico en una muestra de roca e incluye tanto el Kerógeno como el bitumen.

El porcentaje de carbono orgánico total no es por si solo, un indicador del potencial de una roca, puesto que es necesario integrar la calidad y el estado termal en la que se encuentra la materia orgánica.

8.4.2. Tipos de Kerógeno

- **El Kerógeno Tipo I:** se refiere a aquel con un alto contenido inicial de hidrógeno. Este tipo de Kerógeno tiene un predominio de lípidos debido principalmente a la acumulación selectiva de material algal. Es relativamente raro y es especialmente común en ambientes lacustre de agua dulce (estratificados) o hipersalinos.
- **El Kerógeno Tipo II:** es el más frecuente en muchas rocas generadoras del mundo. En general posee altos contenidos de hidrógenos y bajos contenidos de oxígeno. Este tipo de Kerógeno normalmente se relaciona con sedimentos marinos donde ocurre la mezcla de materia orgánica derivada de fitoplancton, zooplancton y bacterias.
- **El Kerógeno Tipo III:** se refiere a aquel que posee un bajo contenido inicial de hidrógeno y alto contenido de oxígeno. Este tipo de Kerógeno normalmente se asocia a materia orgánica derivada de plantas continentales (superiores) y es comparativamente el menos favorable para la generación de petróleo.

A continuación una breve explicación de cada uno de estos tipos de Kerógeno en la tabla 4.

TIPO	APORTES DE MO	CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS	POTENCIAL PETROLERO
I	Algas & bacterias	Muy rica en Hidrógeno Muy pobre en oxígeno	Alto potencial para la generación de hidrocarburos líquidos
II	Principalmente algal & bacterias	Rica en Hidrógeno Pobre en oxígeno	Potencial para la generación de hidrocarburos líquidos
III	Plantas superiores	Pobre en hidrógeno Pobre en oxígeno	Alto potencial para la generación de hidrocarburos gaseosos. Algo de líquido
IV	Detritos oxidados	Muy pobre en Hidrógeno	Nada

Tabla 4. Clasificación de los tipos de Kerógeno.

8.4.3. MADUREZ TERMAL:

Se refiere al alcance de temperaturas en el tiempo, conduciendo reacciones que convierten la materia orgánica sedimentaria (roca fuente) en petróleo, gas húmedo y finalmente en gas seco y pirobitumen; estas reacciones se miran con sumo cuidado para ver si hay influencia del estado termal de la formación y las transformaciones de la materia orgánica, que de ahí se derivan para la generación de sobrepresiones.

- Termalmente la inmadurez de la roca fuente ha sido afectada por diagénesis dentro de unos efectos pronunciados de temperatura ($\ll 0.6 \%Ro$) y esta donde el gas microbial es producido.
- Termalmente la materia orgánica es madura, cuando esta o estuvo en la ventana de petróleo y ha sido afectada por procesos termales cubriendo rangos de temperatura que generan petróleo (0.6-1.35%Ro).
- Finalmente la materia orgánica esta en una etapa postmadura, cuando ha sido calentada a altas temperaturas ($>1.2\%Ro$) generando solamente cantidades de gases de hidrocarburos dependiendo de la clase de materia orgánica.

8.5. FUNDAMENTACION DE LABORATORIO

Los análisis de laboratorio de los procesos ocurridos en la naturaleza, dan una idea más cercana acerca de los parámetros que debemos considerar antes de generar un modelo de cuencas, además estos datos reales generarán la base para la calibración y valoración del modelo. Una prueba que permite evaluar la cinética de la materia orgánica es la Pirólisis Rock Eval.

8.5.1. Pirólisis Rock Eval:

Procedimiento analítico que permite rápidamente y a partir de una pequeña cantidad de muestra de roca evaluar, diferentes tipos de materia orgánica, grado de evolución térmico y potencial generador de petróleo. Una descripción detallada del procedimiento analítico esta en Tissot (1978).

De forma simplificada puede describirse el método de la siguiente forma: una muestra de roca es calentada en un horno en atmósfera inerte, a una rata aproximada de 25°C/min hasta alcanzar 550°C. Paralelamente, los productos que se obtienen durante el proceso van siendo medidos (Figura 25).

- **Pico S1:** Corresponde a la medida de los hidrocarburos libres que pueden ser volatilizados fuera de la roca a temperaturas menores de 200°C, sin craquear el Kerógeno (mg HC/g roca). S1 se incrementa con madurez térmica a expensas de S2.
- **Pico S2:** Corresponde a los hidrocarburos producidos durante el calentamiento por craqueo del Kerógeno (mg HC/g roca) y representa el potencial actual de una roca para generar petróleo. Esta es una medida más realista del potencial generador de una roca que el % COT, debido a que el primero incluye carbón que puede no tener potencial generador.
- **Pico S3:** Corresponde a una medida del CO₂ producido durante la pirólisis (mg CO₂/g roca).
- **Potencial Genético (S1+S2):** Es una medida del potencial genético o de la cantidad total de hidrocarburos que pueden ser generados por una roca.

- **Índice de producción (IP=S1/S1+S2):** Es una medida del avance de la generación en una roca generadora. Para rocas de grano fino, normalmente aumenta con la profundidad en la medida en que los compuestos del Kerógeno (S2) son convertidos en HC libres (S1). En rocas saturadas de hidrocarburos (almacenadores) se observan valores de IP anómalamente altas respecto de las rocas de grano fino adyacentes. Para valores de $T_{max} < 445^{\circ}\text{C}$ y T_{max} en el rango de 435°C - 445°C , valores de IP mayores de 0.2 y 0.3 respectivamente son anómalos.

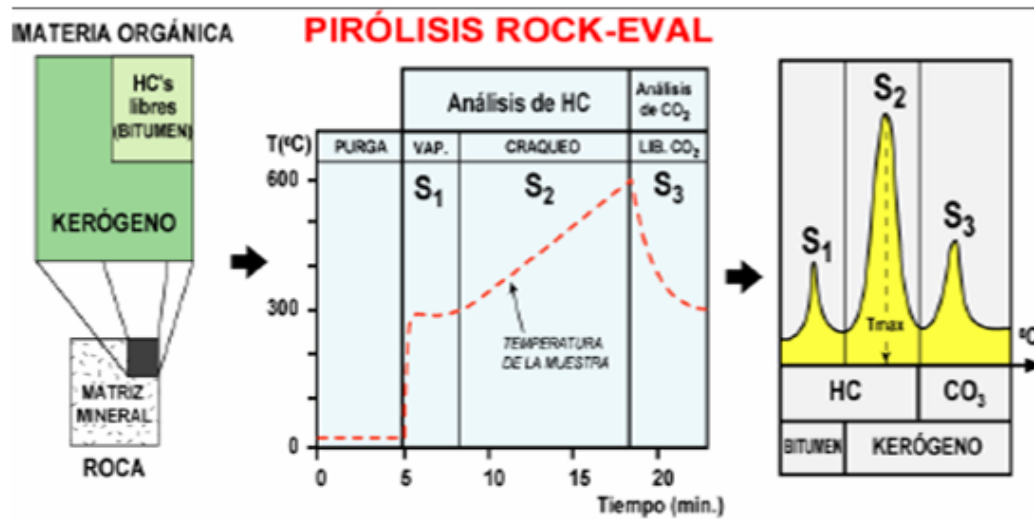


Figura 25. Representación de las tablas de los datos obtenidos por pirólisis. Tomado de Peters (1986).

- **Índice de Hidrógeno [IH = (S2/COT) x100, mgHC/gCOT]:** Es un indicador de la cantidad de hidrógeno disponible en el Kerógeno. Altos valores del IH indican alto potencial generador para hidrocarburos líquidos.
- **Índice de Oxígeno [IO = (S3/COT) x100, mg CO2/gCOT]:** Es un indicador de la cantidad de oxígeno presente en el Kerógeno. En general rocas con altos valores de IO y bajos de IH tienen poco potencial de hidrocarburos líquidos.

8.5.2. Temperatura Máxima (Tmax):

Corresponde a la temperatura del horno (°C) en el momento de la generación máxima durante el análisis (S2). Se considera una medida de la madurez térmica del Kerógeno y normalmente esta controlada por el tipo de materia orgánica. En general rocas generadoras inmaduras presentan valores de Tmax < 435°C, rocas en estado de madurez temprano valores entre 435-445°C, rocas en pico de generación entre 445-450°C, rocas en el final de la ventana de aceite 450-470°C y rocas sobremaduras > 470°C (Figura 26).

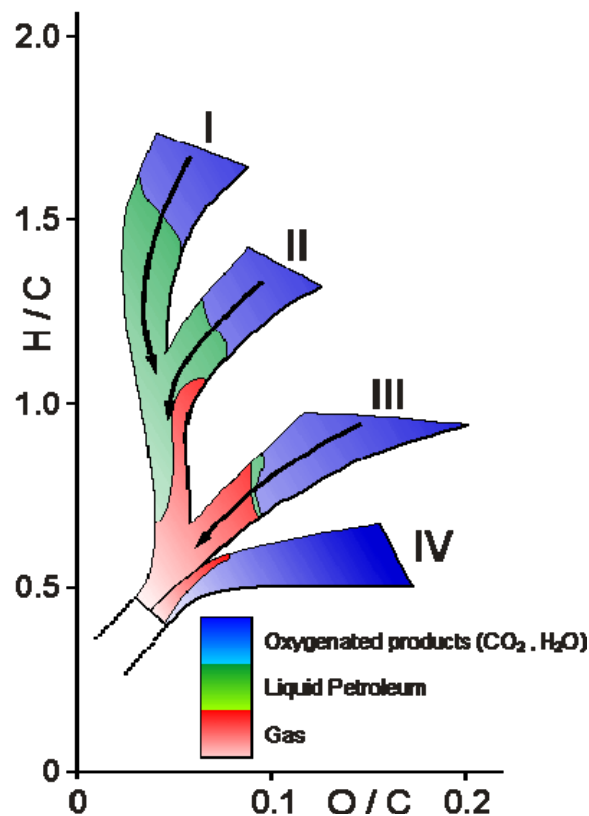


Figura 26. Diagrama de modificado de Van Krevelen para el análisis del tipo de Kerógeno. Tomado de Tissot & Welte (1984).

8.6. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LA FORMACION CARBONERA

Se ha tomado como roca fuente la Formación Carbonera, para realizar técnicas geoquímicas, con el fin de ver la capacidad de generar cambios fisicoquímicos significantes que puedan producir variaciones volumétricas y con ello estimular la producción de sobrepresiones.

Se seleccionaron 32 pozos que tuvieran información geoquímica de la Formación Carbonera y a demás que estuvieran distribuidos a lo largo de la Cuenca de los Llanos Orientales (Anexo B).

Con estos datos de %TOC, Pirolisis, %Ro obtenidos de la base de datos del ICP y a las tablas de clasificación propuesta por Peters y Cassa (1994), se caracteriza esta formación con el propósito de ver su capacidad para transformar la materia orgánica.

La cantidad de materia orgánica fue determinada por valores de %TOC, mientras que para la calidad se tomaron datos de pirolisis representados en el diagrama modificado de Van Krevelen y el estado termal se definió basados en datos de pirolisis y %Ro (Figura 27).

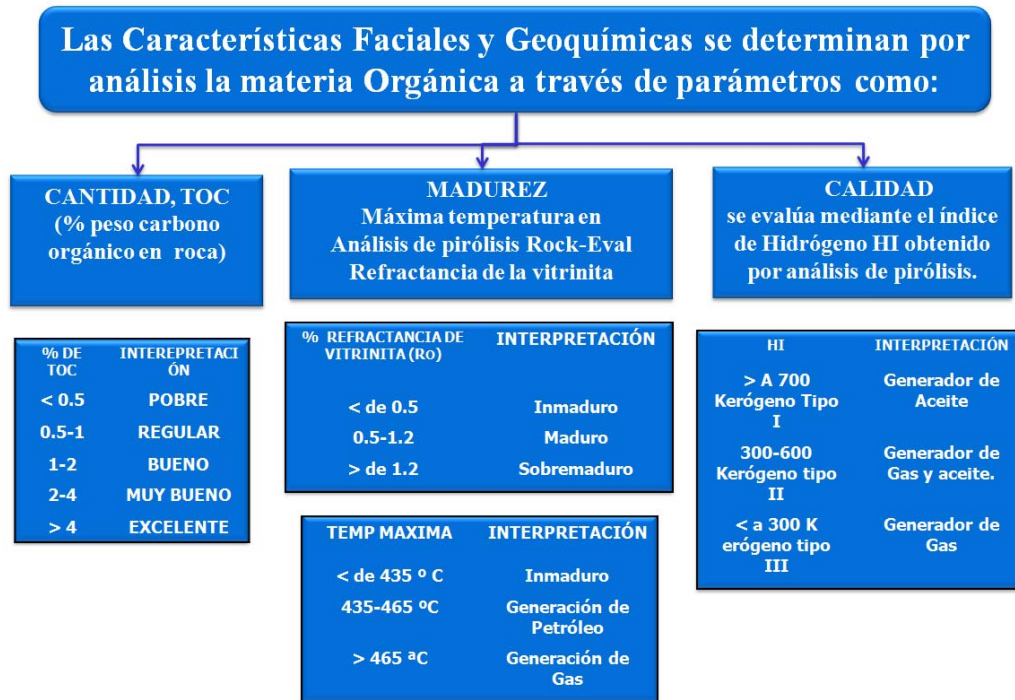


Figura 27. Diagrama de las características faciales y geoquímicas.

Según rangos propuestos en las tablas de clasificación de la calidad de la materia orgánica de Petter y Cassa, 1994 se deduce que en la mayoría de las muestras de %TOC la roca es Pobre a Regular (Figura 28).

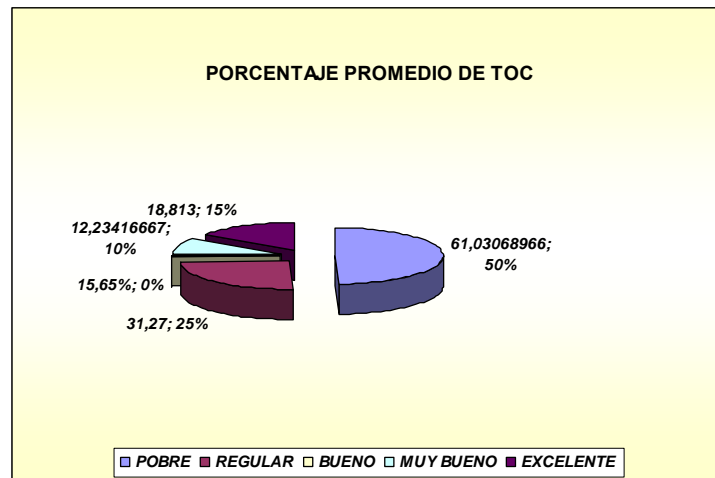


Figura 28. Histograma de porcentajes promedio de Carbón orgánico Total (TOC).

Basados en las representaciones de los datos obtenidos por pirólisis, vemos que predomina el Kerógeno de tipo III correspondiente a material procedente de ambientes transicionales, no muy bueno para la generación de petróleo de buena calidad (Figura 29).

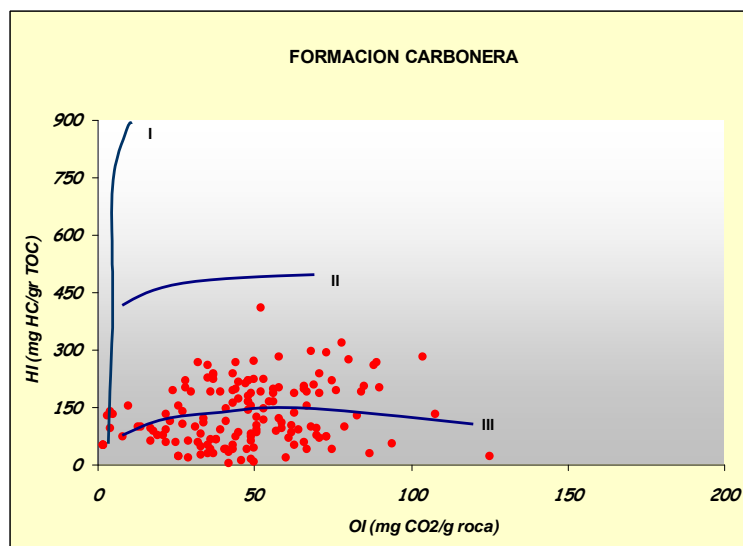


Figura 29. Diagrama de Van Krevelen que representa Tipo de Kerógeno predominante en la Formación Carbonera.

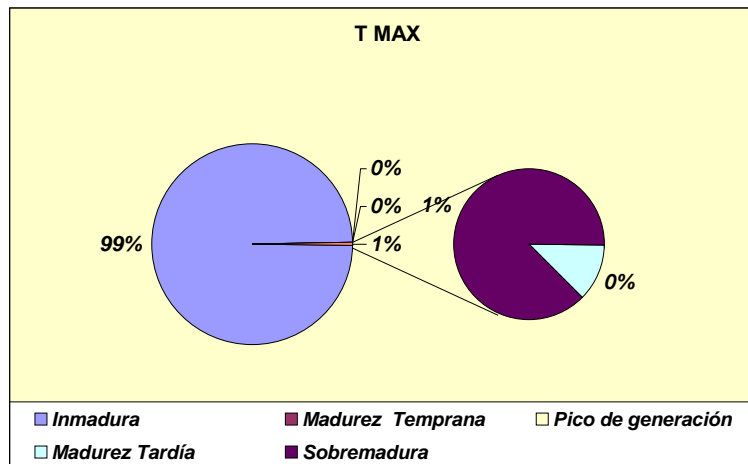


Figura 30. Distribución del estado termal de la Formación Carbonera.

La madurez termal se analizó desde el punto de vista del porcentaje de Reflectancia de la Vitrinita (R_o) y mediante datos de T_{max} para 55 pozos del área (Anexo B).

La formación se presenta en el área de estudio como inmadura, sin embargo hay zonas donde han reportando una madurez temprana. Por lo que se concluye que basados en los resultados anteriores la formación Carbonera no ha alcanzado un estado termal adecuado como para que ocurra transformaciones significativas de la materia orgánica, descartándose como responsable de generación de geopresiones y como roca fuente (Figura 30).

El mapa de cantidad de materia orgánica para la formación Carbonera fue elaborado bajo el criterio geoquímico del % de carbón orgánico total (TOC), para 30 pozos presentes en el área (Figura 31-Anexo B).

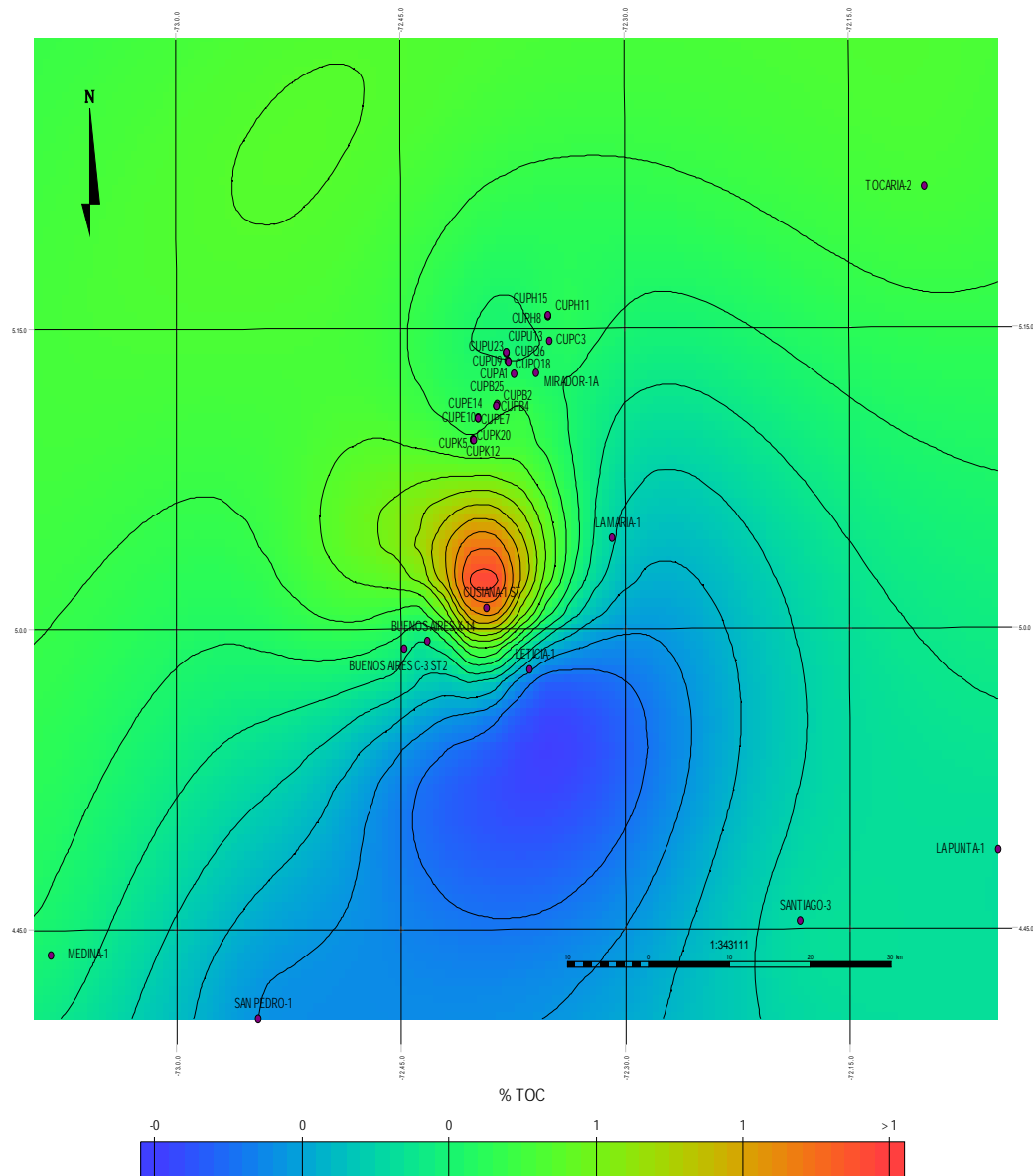


Figura 31. Mapa de Distribución de Carbón Orgánico Total para la formación Carbonera.

9. PERFILES DE COMPACTACIÓN

Se cree que las sobrepresiones en cuencas relativamente jóvenes como la Cuenca de los Llanos Orientales, han sido causadas principalmente por los fenómenos de compactación de sedimentos especialmente en arcillas.

Esta cuenca esta constituida por un gran volumen de Shales, por lo tanto el conocimiento de sus propiedades básicas como la porosidad, permeabilidad, conductividad termal, velocidades de sedimentación y tasas de subsidencia son parámetros a tener en cuenta en el estudio de compactación para obtener información a cerca de las causas generadoras de sobrepresión.

En este capítulo se construyen perfiles de compactación y se cualifican velocidades de sedimentación para las formaciones arcillosas presentes en el área de estudio, con el fin de analizar el comportamiento del tren normal de compactación en la zona.

9.1. GENERALIDADES DE COMPACTACIÓN

La compactación es el fenómeno referente a la perdida del espacio poroso dentro de un cuerpo sedimentario originado por la carga vertical de los estratos suprayacentes, sin embargo hay circunstancias en las cuales la perdida de porosidad es el resultado de esfuerzos laterales .El progresivo enterramiento genera un incremento en la temperatura ocasionando cambios mineralógicos relacionados con la deshidratación mineral.

La compactación causa reducción en la porosidad, incremento en la densidad (porque los sólidos minerales son más densos que los fluidos de poro expelidos en el decrecimiento de la porosidad), reducción en la conductividad eléctrica cuando los fluidos del poro son soluciones acuosas y baja permeabilidad con un incremento en las velocidades de propagación de las ondas sísmicas.

Algunas de estas propiedades específicas de la roca se pueden estimar mediante registros de pozo como es el caso del sónico, el neutrón y el density, los cuales muestran una sensibilidad ante la litología y la porosidad.

En el estudio de compactación los Shales son apropiados al poseer alta porosidad inicial con relación a las areniscas. La compactación de estos es el resultado de fenómenos físicos, químicos y mineralógicos en la superficie. Sin embargo se sabe que en muchas partes del mundo esta compactación está gobernada principalmente por la profundidad de enterramiento (overburden).

9.2. TREN NORMAL DE COMPACTACIÓN

La curva de compactación normal cuando la velocidad esta expresada en escala logarítmica, es una línea recta y es conocida como tren de compactación.

Si el Tiempo de tránsito sónico es planteado logarítmicamente contra la profundidad en escala lineal, las lecturas frente a los Shales deberán caer sobre esta línea recta, para una zona de compactación normal (figura 32). La línea que corresponde a Shale puro y homogéneo, se expresa matemáticamente (Ecuación 2) de tal forma:

$$\Delta t = \Delta t_0 \cdot \exp - cz \quad \text{Ecuación (2)}$$

Donde Δt es el tiempo de tránsito ($\mu s / pie$) a profundidad Z (pie), Δt_0 es el tiempo de transito extrapolado a superficie y C es una constante (pie⁻¹) que representa la pendiente del tren normal de compactación.

Tomando el logaritmo natural a ambos lados se obtiene (Ecuación 3):

$$C = \frac{1}{z} \ln \left(\frac{\Delta t}{\Delta t_0} \right) \quad \text{Ecuación (3)}$$

El valor de la pendiente C es proporcional a la velocidad de sedimentación. En el caso de una sedimentación relativamente lenta los granos del shale tienen suficiente tiempo para acomodarse causando una rápida reducción de la porosidad con el enterramiento. Por el contrario, si la velocidad de sedimentación es muy rápida los granos de shale no tienen suficiente tiempo para reordenarse dando como resultado una lenta reducción de la porosidad con la profundidad y la pendiente (C) es más vertical que en el caso anterior.

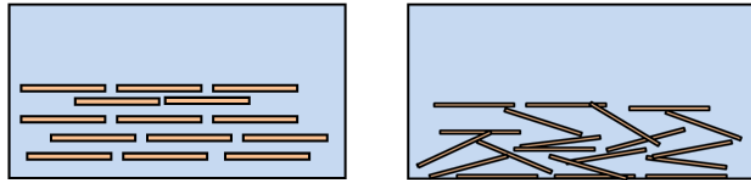


Figura 32. Esquema que muestra la colocación de los granos del shale cuando la rata de sedimentación es (a) Lenta (b) Rápida.

Reynolds (1993) reporta una aparente relación entre el tren normal de compactación y el gradiente geotermal en la Costa del Golfo. El sugirió que los mayores gradientes termales correspondían a compactaciones rápidas (tren normal es más vertical), sin embargo la relación de este parámetro debe ser examinado cuidadosamente.

9.3. DETERMINACIÓN DE LA TENDENCIA NORMAL DE COMPACTACIÓN

Para la construcción de los perfiles de compactación y determinación de la tendencia normal se escogieron cinco (5) pozos para el Campo de Cupiagua y tres (3) en la Cuenca de los Llanos, teniendo en cuenta los pozos más representativos en las diferentes zonas con base al máximo cubrimiento del registro sísmico y su distribución en la cuenca.

En el Campo de Cupiagua se identificaron tres zonas: zona norte con el pozo Cupiagua H-11, zona central con los pozos Cupiagua A1 y Cupiagua Q6, zona sur con los pozos Cupiagua K5 y Cupiagua E7.

En la Cuenca de los Llanos en la zona occidental el pozo Tocaría-2 en la zona del Piedemonte hacia el NE de la falla Yopal el pozo Mirador-1A y hacia el SW de la Falla Yopal Medina-1. Cabe resaltar que los perfiles de compactación normal para los tres (3) últimos pozos se tomaron como referencia del trabajo de investigación realizado anteriormente por PEÑALOSA M. P; RAMIREZ L. H. (1993) como soporte para el posterior calibrado del modelo de enterramiento, modelo térmico y modelo de presiones.

9.3.1. Tren de compactación normal por pozo

Una vez seleccionados los niveles arcillosos a partir del registro Gamma Ray, se procede a leer los intervalos de Tiempo de tránsito

(Registro Sónico) en función de la profundidad. Los perfiles de compactación para cada uno de los pozos trabajados en el Campo de Cupiagua son mostrados a continuación y en el (Anexo C), junto con los resultados cuantitativos tales como Δt^o (tiempo de tránsito al momento de la sedimentación) y C (factor de compactación) y los valores cualitativos de la rata de sedimentación (velocidad de sedimentación, porosidad y compactación).

La figura 33 muestra el perfil de compactación para el pozo Cupiagua A1 el cual se toma como ejemplo para explicar el procedimiento que se llevo a cabo en la determinación del tren normal para cada uno de los pozos. La recta trazada es el mejor ajuste matemático de la tendencia de compactación normal, es decir, representa el estado de equilibrio entre la presión que ejercen los sedimentos suprayacentes y la disminución del espacio poroso por expulsión de fluidos.

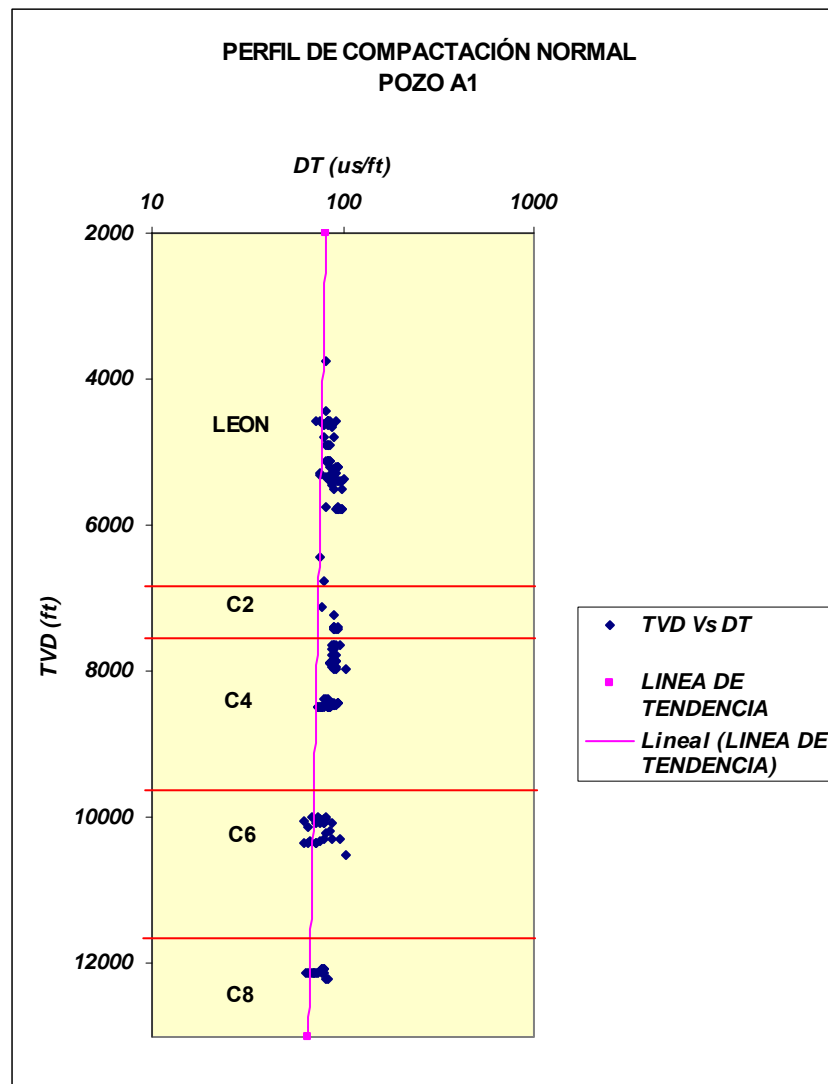


Figura 33. Perfil de Compactación del pozo Cupiagua A1. La ecuación $\Delta t = 81,3584 \exp^{-75,704z}$ satisface la recta de compactación normal.

En la secuencia del Mioceno Medio-Superior (Formación León) un notable aumento en los valores de Δt entre 5200 y 5700 ft, se interpreta como cambios en las propiedades físico-químicas del shale y los fluidos que este contiene.

Con base en los perfiles de compactación para la totalidad de los pozos es posible establecer que la disminución de la compactación con la profundidad (aumento repentino en el Δt), respecto a las unidades

supra e infrayacentes es una característica de esta formación fácilmente reconocible en los pozos Cupiagua Q6 y A1.

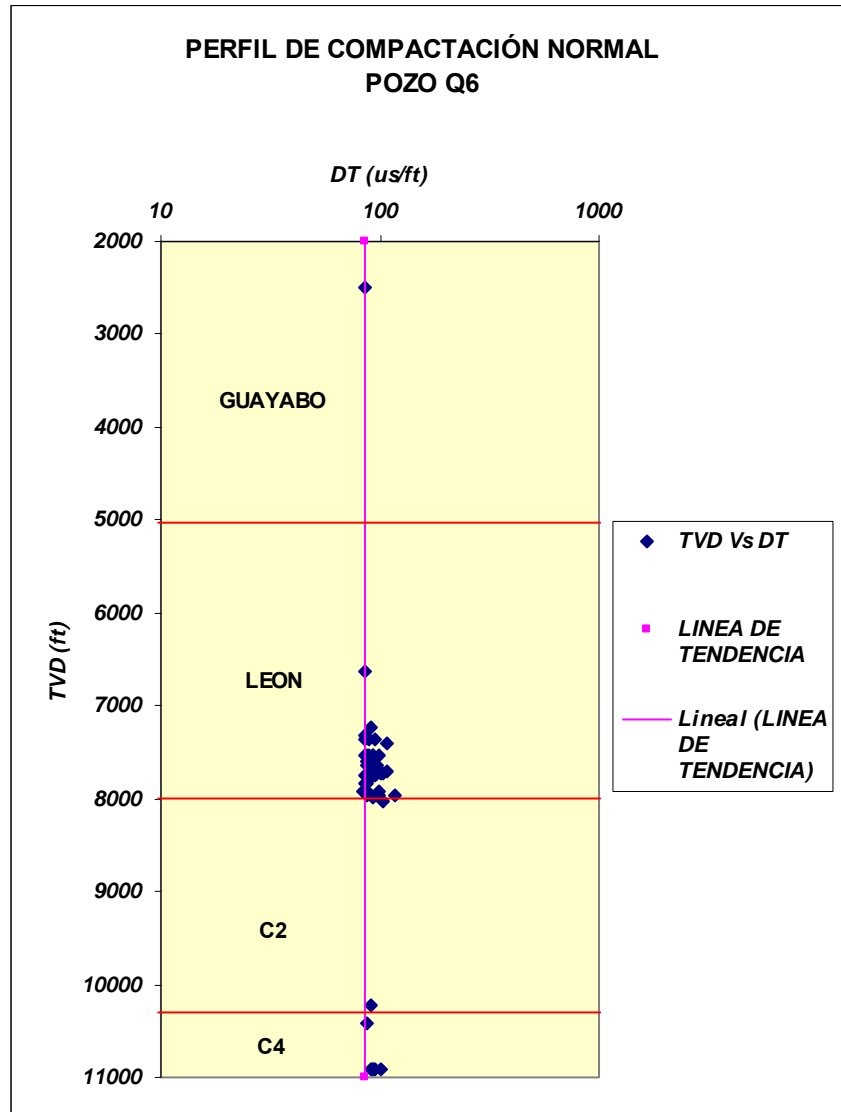


Figura 34. Perfil de Compactación del pozo Cupiagua Q6. La ecuación $\Delta t = 84,9657 \exp^{-86,335z}$ satisface la recta de compactación normal.

Observando la parte inferior de los perfiles de compactación para los miembros arcillosos de la formación Carbonera como C2, C4, C6 y C8 en los pozos de Cupiagua, se aprecian algunos cambios en la tendencia normal de compactación que pueden ser el resultado de un

cambio transicional en el ambiente de sedimentación de la secuencia del Mioceno Temprano (Anexo C).

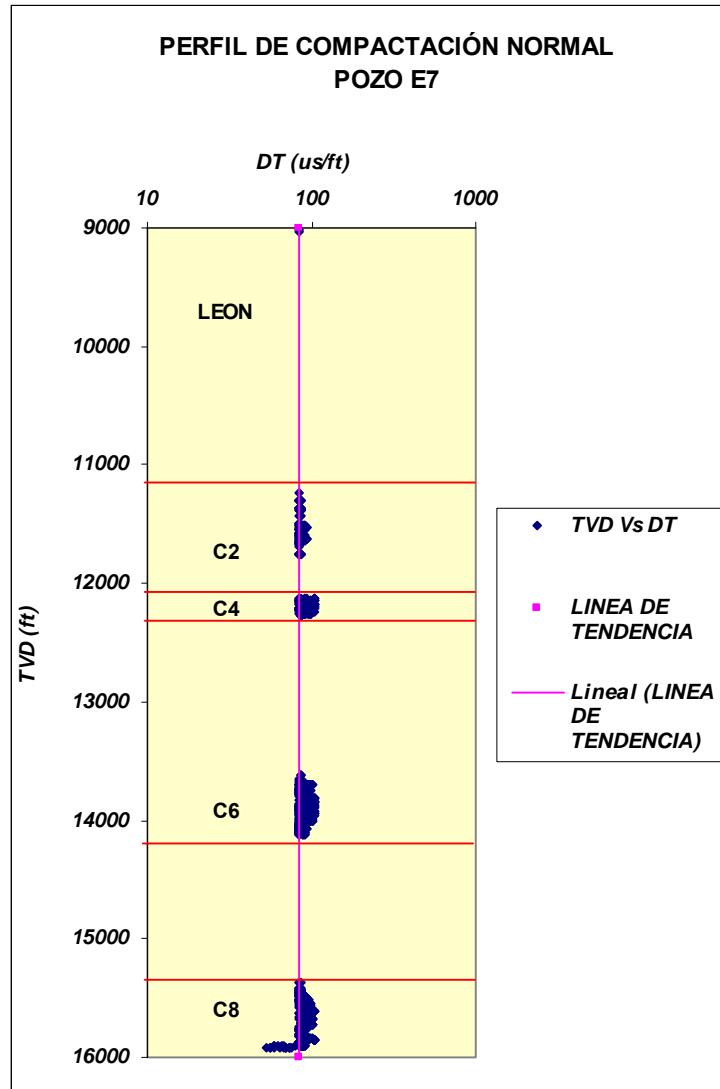


Figura 35. Perfil de Compactación del pozo Cupiagua E7. La ecuación $\Delta t = 83,7588 \exp^{-98,76z}$ satisface la recta de compactación normal.

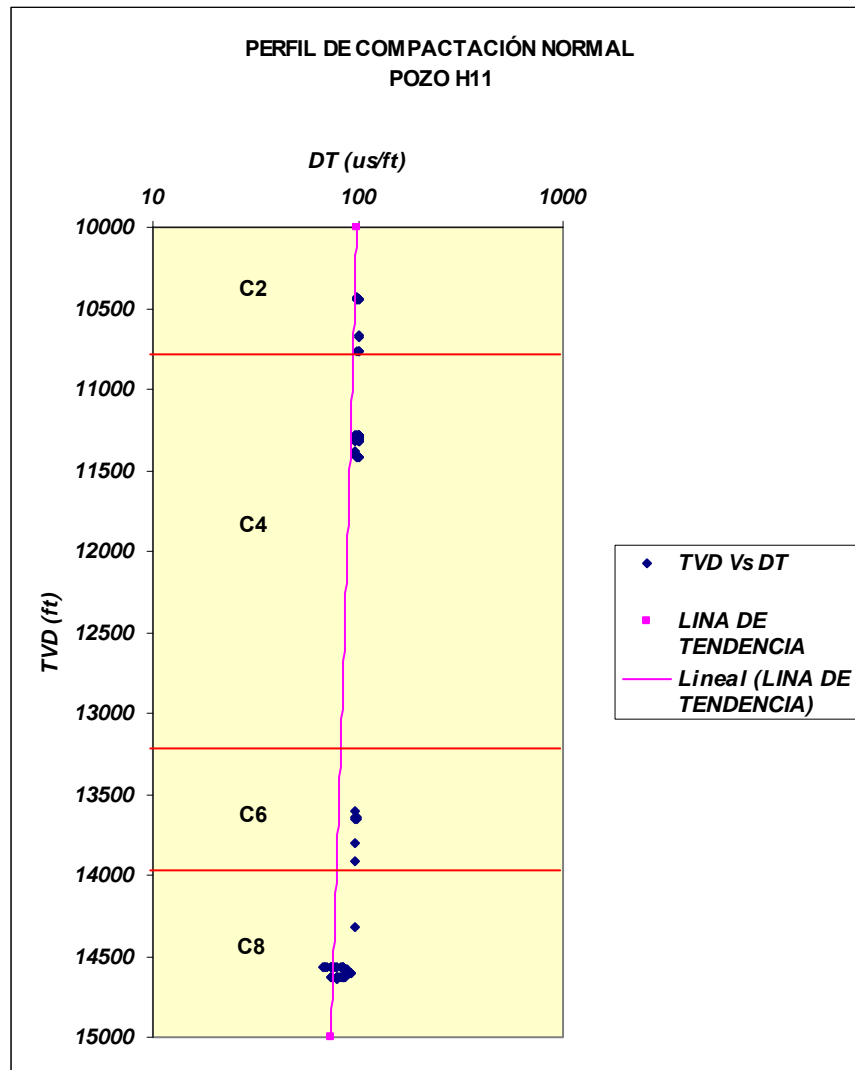


Figura 36. Perfil de Compactación del pozo Cupiaga H11. La ecuación satisface $\Delta t = 98,5915 \exp^{-98,971z}$ la recta de compactación normal.

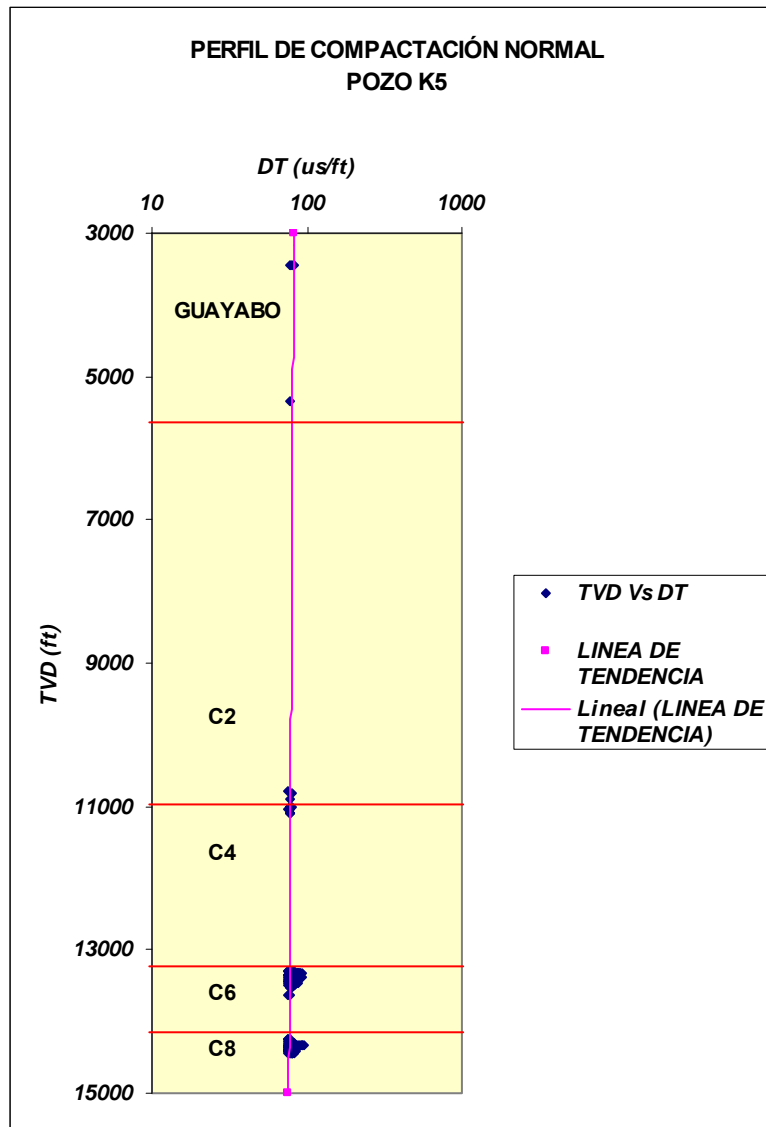


Figura 37. Perfil de Compactación del pozo Cupiagua K5. La ecuación $\Delta t = 82,0658 \exp^{-82,092z}$ satisface la recta de compactación normal.

Para los pozos de la Cuenca de los Llanos, la ecuación que satisface la recta de compactación normal de Tocaría-2 es $\Delta t = 130 \exp^{-133,33z}$, para Mirador-1A $\Delta t = 167 \exp^{-342,86z}$ y para Medina-1 $\Delta t = 165 \exp^{-342,33z}$.

En el Piedemonte Llanero las secuencias del Terciario son las más afectadas por eventos tectónicos y erosivos lo cual es evidenciado por los valores de Δt^o que varían entre 81 y 167 us/ft (Tabla 5).

AREA DE ESTUDIO										
WELL	COORDENADAS		PROFUNDIDAD TOTAL (ft)	PERFILES DE COMPACTACIÓN		VELOCIDAD DE SEDIMENTACIÓN	POROSIDAD	APORTE DE SEDIMENTOS	ESPACIO DE ACOMODACION	COMPACTACION
	X	Y		DELTA TO (us/ft)	FACTOR C (ft ⁻¹)					
Mirador-1A	1164362	1068015	12060	167	342,86	MUY RAPIDA	MENOR	MAYOR	MAYOR	MAYOR
Medina-1	1104357	1014423	16207	185	342,33	MUY RAPIDA	MENOR	MAYOR	MAYOR	MAYOR
Tocaria-2	1212326	1085304	14770	130	133,33	RAPIDA	MENOR	MAYOR	MAYOR	MAYOR
CUPHII	1185782	1073284	16261	98,5915	98,971	RAPIDA	MENOR	MAYOR	MAYOR	MAYOR
CUPE7	1157229	1063859	18120	83,7588	98,76	RAPIDA	MENOR	MAYOR	MAYOR	MAYOR
CUPQ6	1160849	1069139	15894	84,9657	86,335	MEDIA	SE MANTIENE	SE MANTIENE	SE MANTIENE	SE MANTIENE
CUPK5	1156638	1061830	15414	82,0658	82,092	MEDIA	SE MANTIENE	SE MANTIENE	SE MANTIENE	SE MANTIENE
CUPAI	1161670	1067963	14566	81,3584	75,704	LENTA	MAYOR	MENOR	MENOR	MENOR

Tabla 5. Resultados cualitativos de los perfiles de compactación y cuantitativos de la rata de sedimentación.

Las tendencias de compactación normal para cada uno de los pozos indican las variaciones en la velocidad de sedimentación a través de todo el campo. Estas pendientes corresponden a un factor de compactación representado para cada uno de los pozos en la figura 38.

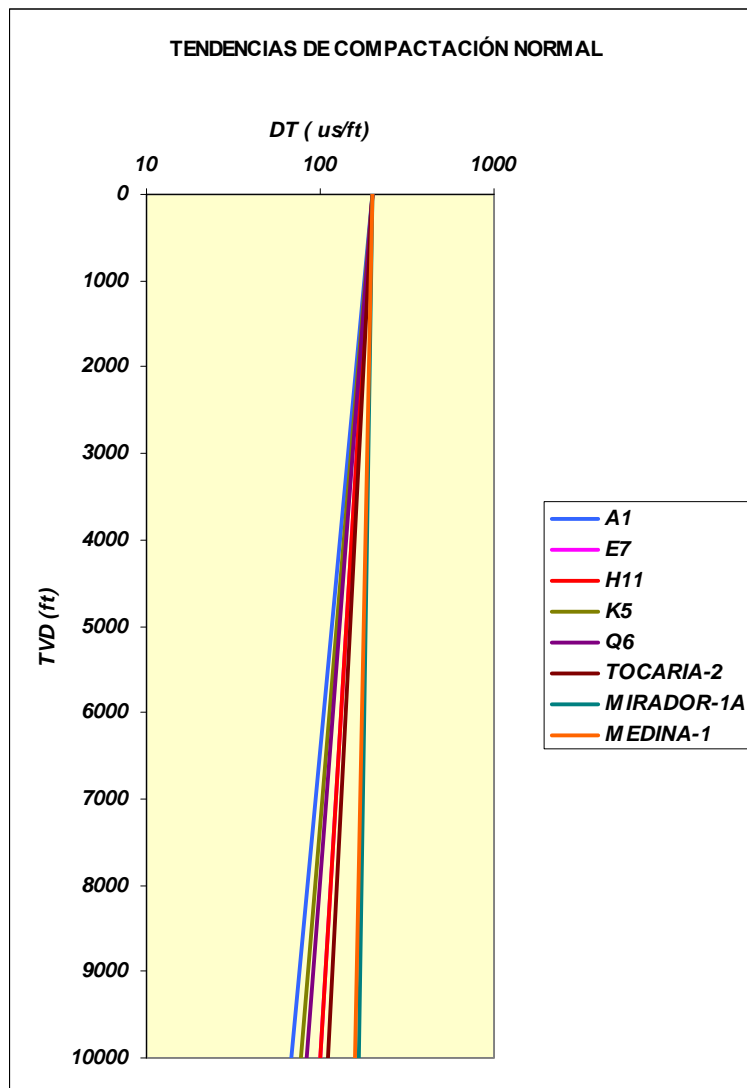


Figura 38. Pendientes de compactación normal para cada uno de los pozos.

Los valores de la tasa de sedimentación tienden a aumentar hacia el NE del campo de Cupiagua (Figura 39), donde además se presenta una mayor deformación incrementando la complejidad estructural probablemente por la influencia del levantamiento de la Cordillera Oriental (Orogenia Andina). El aumento en las velocidades de sedimentación refleja un incremento en la porosidad y por ende una disminución en la compactación.

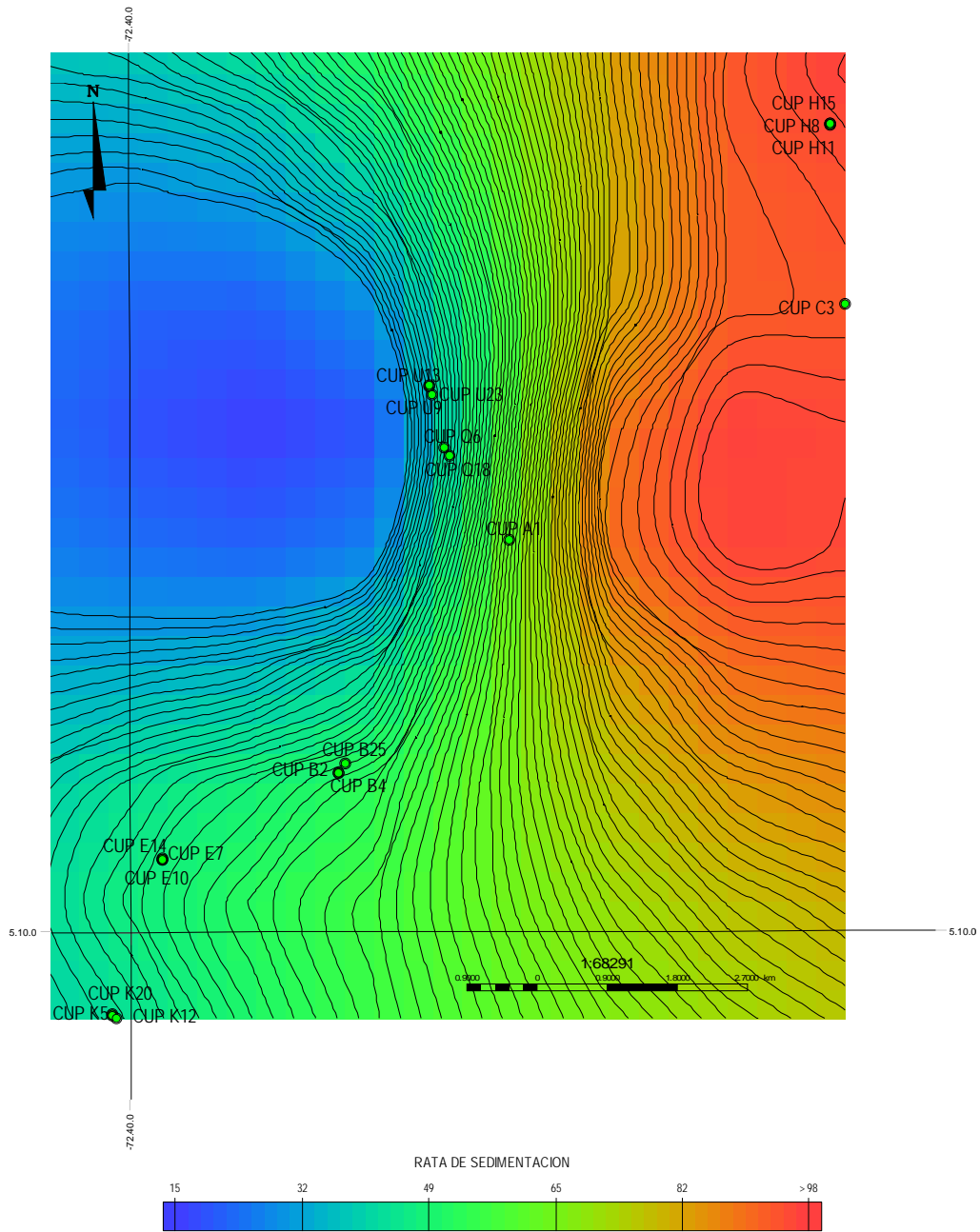


Figura 39. Comportamiento de la rata de sedimentación en el campo de Cupagua.

9.3.2. Tren de compactación normal por eventos tectonoestratigráficos

Delimitar adecuadamente los eventos tectonoestratigráficos permite establecer las líneas de tendencia normal de sus correspondientes secuencias, con el fin de hallar variados grados de compactación a través del tiempo y a sí proponer un modelo que represente adecuadamente la evolución tectónica (subsistencia) y el grado de compactación de la secuencia en estudio.

Para el Campo de Cupiagua fueron determinadas las tendencias de compactación normal identificando dos principales eventos como lo fueron el Paleógeno y el Neógeno, lo que se puede observar en la figuras 40 y 41.

Las líneas que representan la tendencia de compactación indican claramente que para el primer evento (Paleógeno) las ratas de sedimentación son menores, representando una regresión rápida con presencia de depósitos continentales y transicionales, en los cuales se depositaron las formaciones de Barco, Cuervos, Mirador y los miembros C8 y C7.

Para el segundo evento (Neógeno) tenemos que las ratas de sedimentación son mayores comparadas con el primero, indicando altas ratas de subsistencia influenciadas por el comienzo de la Orogenia Andina hacia el Mioceno, la cual crea flexura en la cuenca por acción de la carga provocando mayor espacio de acomodación y mayor aporte de sedimentos, generando la depositación de los miembros C6, C5, C4, C3, C2, C1, la formación León y Guayabo.

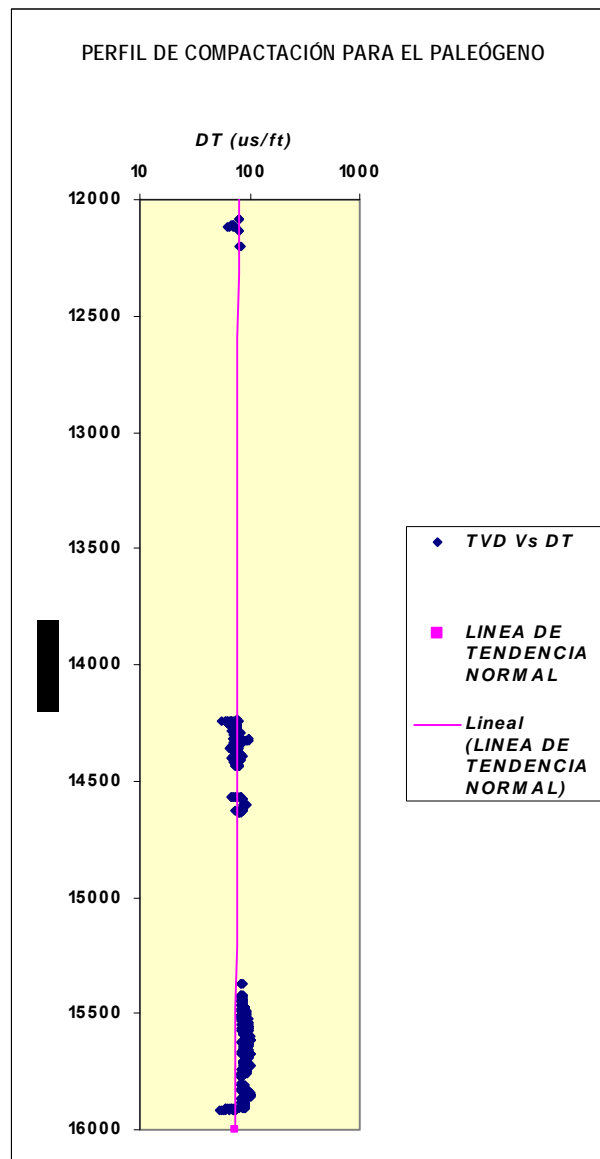


Figura 40. Perfil de Compactación para el Paleógeno. La ecuación $\Delta t = 91,8093 \exp^{-924,74z}$ satisface la recta de compactación normal.

La pendiente de la línea de tendencia normal para el Paleógeno presenta una menor tasa de sedimentación, permitiendo un menor aporte de sedimentos y una disminución en el grado de compactación, mostrando una tendencia normal para la disminución de la porosidad con el incremento de la profundidad, indicando que la subsidencia en estas formaciones debió ser menos pronunciada.

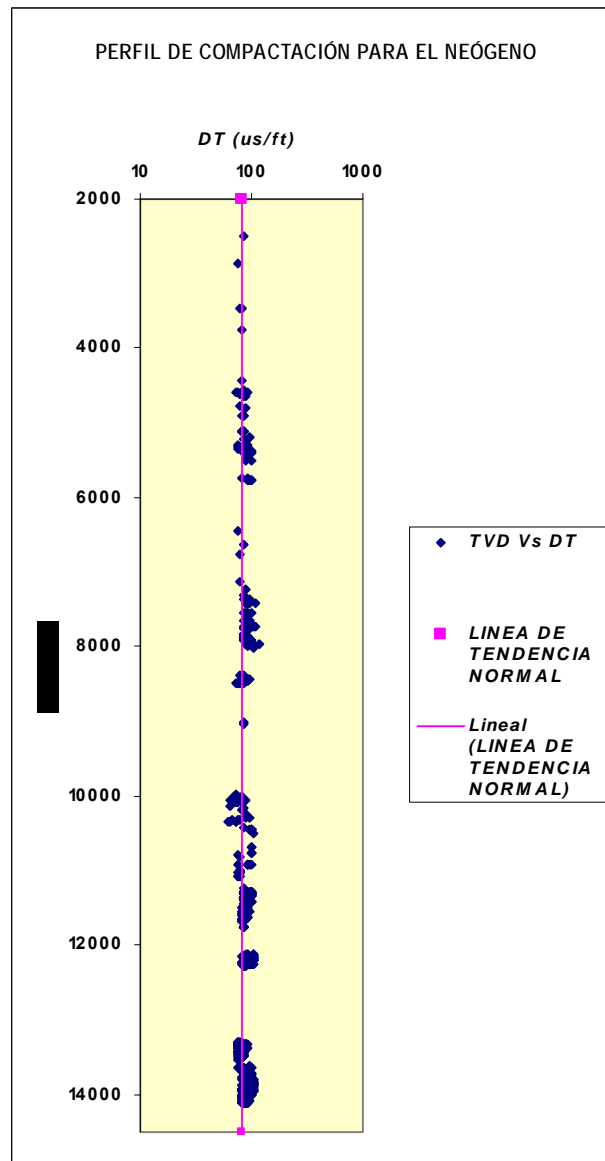


Figura 41. Perfil de Compactación para el Neógeno. La ecuación $\Delta t = 81,9358 \exp^{-7883,9z}$ satisface la recta de compactación normal.

Para la secuencia del Neógeno se observa una mayor pendiente de las líneas de tendencia normal, con un crecimiento en los valores del tiempo de tránsito y en la preservación de la porosidad a medida que se incrementa la profundidad, conllevando a un incremento en la compactación como consecuencia de las altas tasas de sedimentación

y al mayor aporte de sedimentos generados durante este periodo, principalmente asociados a la intensa actividad tectónica originada por el levantamiento de la Cordillera Oriental.

Como se observa en la figura 42 las pendientes de compactación normal para los dos principales eventos tectono-estratigráficos sirven para definir la velocidad de sedimentación y por ende el comportamiento de la porosidad y la compactación (Tabla 6).

AREA DE ESTUDIO							
EVENTOS	PERFILES DE COMPACTACIÓN		VELOCIDAD DE SEDIMENTACIÓN	POROSIDAD	APORTE DE SEDIMENTOS	ESPACIO DE ACOMODACION	COMPACTACION
	DELTA TO (us ft)	FACTOR C (ft ² -1)					
NEÓGENO	81.9358	7883.9	RAPIDA	MENOR	MAYOR	MAYOR	MAYOR
PALEÓGENO	91.8093	924.74	LENTA	MAYOR	MENOR	MENOR	MENOR

Tabla 6. Resultados cualitativos de los perfiles de compactación y cuantitativos de la tasa de sedimentación por eventos tectono-estratigráficos.

El tren de compactación normal para el Neógeno presenta diferentes grados de compactación, es decir, existe un mayor grado de compactación como consecuencia de la alta tasa de sedimentación a que fue sometida la zona durante este evento lo cual, está asociado a las máximas tasas de sedimentación en este sector.

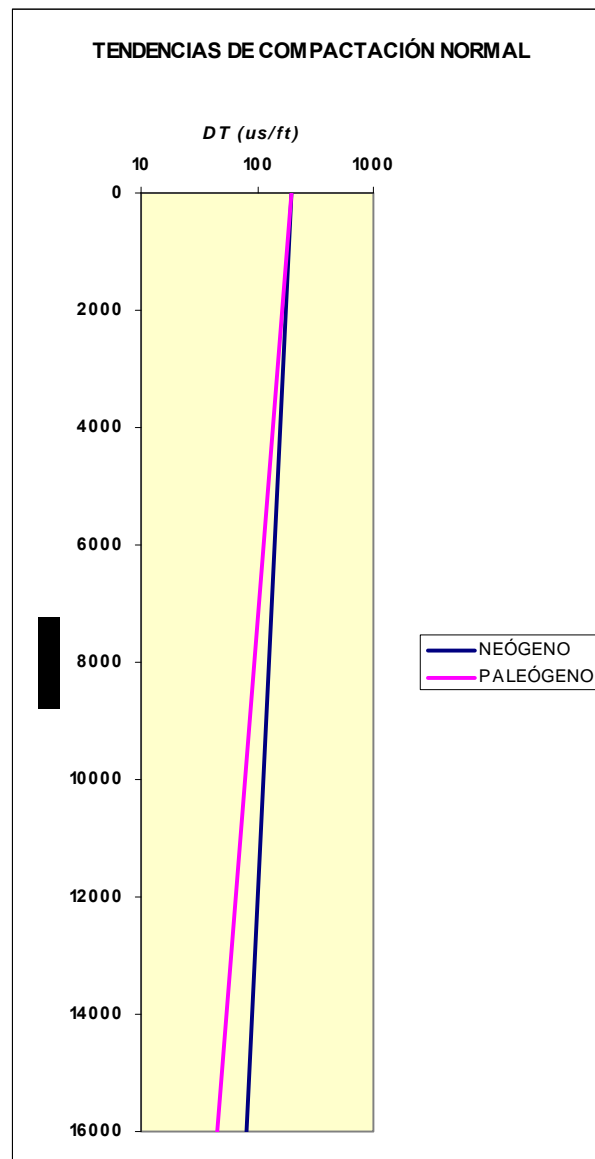


Figura 42. Pendientes de compactación normal para los dos principales eventos tectono-estratigráficos.

Las velocidades de sedimentación de estas secuencias para el Neógeno fue lo suficientemente rápida para conservar la más alta porosidad en comparación con el otro evento donde la tasa de sedimentación es más lenta. En la tabla 7 se presenta un breve resumen de estos dos principales eventos (Anexo C).

FORMACIONES	EVENTOS	TIEMPO
C6, C5, 94, C3, C2, C1, Leon, Guayabo	Alta rata de Subsistencia y sedimentación debido a que la cuenca extensional Mesozoica fue completamente invertida, la deformación Andina y el levantamiento ocurrieron durante Mioceno medio al Plioceno involucrando inversión de la cuenca original, la cual fue llenada con depósitos continentales y transicionales	Neógeno
Barco-cuervos, Mirador, C8, C7	Baja rata de Subsistencia y sedimentación. Bajo nivel eustático, regresión rápida con presencia de depósitos continentales y transicionales y el ambiente depositacional de las secuencias se atribuye a una cuenca	Paleógeno

Tabla 7. Resumen de los dos principales eventos tectono-estratigráficos presentes en el área de estudio.

Este estudio es importante para definir la evolución de la porosidad (compactación) de la secuencia en el área y así definir su factor de compactación. Debido a que una rápida velocidad en la sedimentación de arcillas permite que se mantenga la porosidad inicial con el enterramiento y por consiguiente se creen presiones anómalas, demostrando que estas presiones existieron por lo menos en el pasado geológico.

Esta información es relevante en el modelado de cuencas para descompactar las secuencias en el tiempo geológico y reconstruir la evolución tectónica (subsistencia).

10. DIAGRAMAS GEOHISTÓRICOS

Para modelar el comportamiento de una cuenca sedimentaria así como los fenómenos naturales que en ella se desarrollan, se requiere integrar y entender adecuadamente los tipos de datos a manipular, para así obtener un buen diseño de la dinámica evolutiva de dicha cuenca. Por lo tanto es importante conocer los procesos tectonoestratigráficos, las características petrográficas, fisicoquímicas de las formaciones y las condiciones a las cuales se vieron sometidas, brindando de esta manera un panorama más extenso en el estudio de presiones anormales.

La generación de un modelo depende del estado de exploración de la cuenca, puede ser completamente teórica en cuencas inexploradas o bastante real en cuencas con suficiente información, sin embargo la manipulación apropiada de los datos y los conceptos darán validez a los procesos dentro de la cuenca.

Con base en los resultados de las tendencias normales de compactación presentadas anteriormente, en este capítulo se intenta proponer la relación de las curvas de subsidencia con el modelo evolutivo, para dar explicación a las ocurrencias de sobrepresiones en el área de estudio utilizando para ello el software BasinMod 1-D.

10.1. MODELO DE ENTERRAMIENTO

A través de las curvas de enterramiento se puede observar como cambia en profundidad las formaciones al igual que la presión de poro en la medida que transcurre el tiempo. Los estudios de compactación a demás de proveer la información requerida para la reconstrucción de la historia evolutiva también permite la calibración de los modelos, creando a si una herramienta necesaria para el análisis de geopresiones.

Por tanto es importante tener en cuenta parámetros como litologías, edades, topes, espesores, datos geoquímicos a si como otro factor que pueda aportar información sobre la influencia de la temperatura en la cuenca.

Pasos a seguir:

- Integración de datos.
- Construcción de modelos cuyos resultados sean cuantificables y comparables.
- En caso de cuencas poco exploradas se puede usar patrones o cuencas análogas.
- Estimación de la sensibilidad de los modelos frente a los cambios de variables.

10.1.1. Curvas de enterramiento

Para la obtención de las curvas de enterramiento de los 21 pozos modelados, se tuvo en cuenta parámetros como litologías, espesores, topes, edades, inconformidades, entre otros, utilizando información de los registros y los reportes de perforación del pozo (Anexo D).

El objetivo del presente modelo es proponer una historia de enterramiento para la secuencia estratigráfica del campo de Cupiagua en el Piedemonte Llanero Colombiano y a la vez relacionar las velocidades de sedimentación, ligadas a las distintas facetas de transformación de la cuenca, dando claridad a los factores que generan sobrepresión en la zona.

Un factor importante en la reconstrucción del enterramiento es identificar claramente las inconformidades (hiatos, erosión o no depositación) y la edad exacta de dichos eventos, los cuales fueron presentados por Ríos P, Rubio R e Higuera O. (1996) y se exponen a continuación:

- Entre 88Ma-87Ma se presenta un hiato entre las Formaciones Une y Gacheta
- Entre 83Ma-82Ma se presentó un hiato entre las Formaciones Gacheta y Guadalupe.
- Discordancia 71Ma-65.9Ma entre la Formación Guadalupe y la Formación Barco-Los Cuervos.
- La Formación Mirador presenta cambios laterales en la depositación debidos a la configuración del onlap, lo que causo la reducción de espesor hacia el Oriente con edades a la base de 37Ma mas recientes que las encontradas en el Piedemonte 53Ma.

- El último gran evento erosivo lo constituye la erosión del plioceno al reciente, como consecuencia del desplazamiento del tren de cabalgamiento de la cordillera Oriental al denominado Piedemonte Llanero, este evento erosivo se le denomina como Inconformidad cor. El espesor erodado por esta inconformidad es de aproximadamente 7234 ft, estimado a partir de columnas de campo.

Los mayores valores en la tendencia general de la subsidencia tectónica para la cuenca de los Llanos se presentan hacia el SW con el pozo Medina-1, debido a que las zonas más subsidentes son aquellas en las cuales la litósfera ha sufrido más adelgazamiento situada al frente de una de las zonas con mayor elevación de la cadena montañosa como se observa en la figura 43, mientras que hacia el foreland con el pozo Tocaria-2 muestra una disminución en los valores de subsidencia por la asimetría de la cuenca.

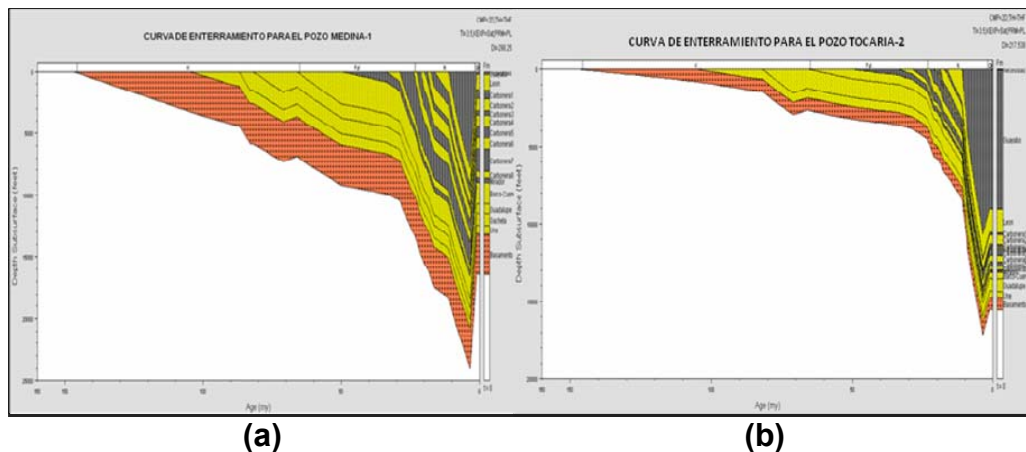


Figura 43. (a) Curva de mayor subsidencia en el pozo Medina-1, (b) Curva de menor subsidencia en el pozo Tocaria-2.

Se pudo establecer que las curvas presentan tres tendencias principales a lo largo de la zona de estudio como se ilustran en la figura 44:

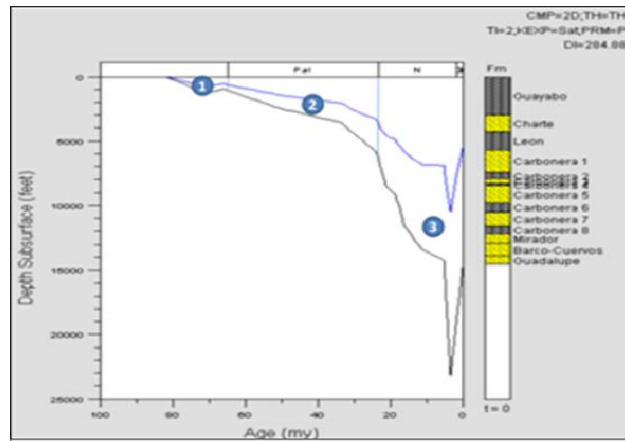


Figura 44. Subsistencia tectónica obtenida a partir del Software BasinMod 1D.

- La primera desde finales del Cretácico Inferior hasta finales del Cretácico Superior. La subsistencia permitió la elevación del nivel del mar, reflejo de la depositación de las formaciones Une, Gacheta y Guadalupe caracterizadas por sedimentos de ambientes transgresivos. Los pozos Cupiagua E10, H15 y Q18-W presentan tasas promedio de 30 a 50 a pies/M.a, por la cercanía a la cordillera Oriental, permitiendo un mayor aporte de sedimentos y una mayor rata de subsistencia (Figura 45); mientras que los pozos Cupiagua K5-Z y B4-Z no presentan tasas de subsistencia en este evento (Anexo D). El flujo térmico es elevado aproximadamente entre 100 a 60 mW/m².
- La segunda tendencia a partir del Paleógeno, las formaciones Barco-Cuervos, Mirador y los miembros de Carbonera C8, C7, registran ciclos en la variación del nivel eustático, pero con mayor aporte de sedimentos característicos de ambientes transicionales a continentales. Durante el paleoceno medio, el macizo de Santander-Floresta se levanta y es atacado por la erosión, lo que provoca un cambio notorio en la composición de las areniscas (FABRE, 1981, p.10). Los aportes derivados de esta nueva fuente de material detrítico se mezclan con los que provienen de la erosión del Escudo de Guayanas y de la cobertura sedimentaria que pasa cubriendo la zona emergida de los Llanos. Las areniscas de las formaciones Los Cuervos y Mirador tiene una composición lítica. Se observan ratas de

subsistencia entre 40 y 95 ft/M.a con flujos de calor entre 60 a 50 mW/m².

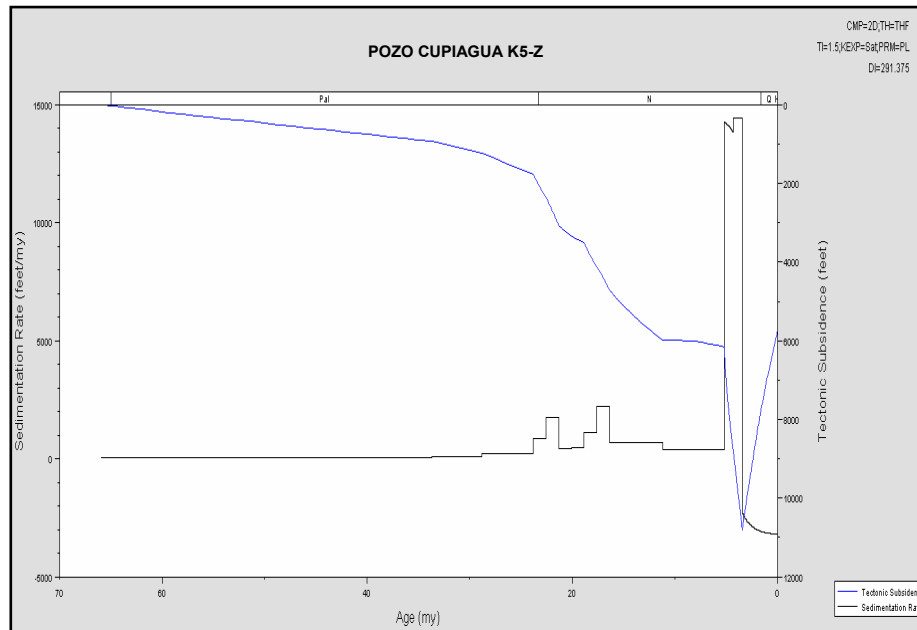


Figura 45. Subsistencia tectónica y rata de sedimentación el pozo Cupiagua K5-Z obtenida a partir del Software BasinMod 1D.

- Finalmente para el Neógeno se exhiben los más altos valores en la rata subsistencia y sedimentación que oscilan entre 100 a 300 ft/M.a con flujos de calor entre 50 a 30 mW/m² (Figura 45), motivados por la mayor influencia de la deformación Andina hacia el Mioceno medio y el levantamiento de la Cordillera Oriental. Lo anterior genera aumento de peso que flexiona la litosfera y permite el desarrollo de la cuenca foreland, lo que a su vez crea un mayor espacio de acomodación de sedimentos, más aporte de depósitos de continentales a transicionales e inclusive molásicos, para las formaciones Carbonera, León y Guayabo.

La tabla 8 muestra los valores aproximados del comportamiento de la subsistencia para los principales eventos tectono-estratigráficos, donde se aprecia con mayor claridad el rango de la rata de subsistencia presente durante el Paleógeno y el Neógeno.

POZOS	EVENTOS	
	PALEÓGENO	NEÓGENO
	RATA DE SUBSIDENCIA (ft/M.a)	
MEDINA-1	83.91	298.25
MIRADOR 1-A	40.47	249.863
TOCARIA-2	31.16	217.538
CUPIAGUA H15	45.1	258.449
CUPIAGUA K5	45.7	233.906
CUPIAGUA H11	52.1	251.699
CUPIAGUA H8	53.5	243.189
CUPIAGUA U13	55.41	257.486
CUPIAGUA Q6	55.9	234.33
CUPIAGUA K12	59.11	261.321
CUPIAGUA U9	60.35	243.009
CUPIAGUA U23	62.59	232.246
CUPIAGUA E10	63.36	260.512
CUPIAGUA Q18	65	219.46
CUPIAGUA B4	65.3	198.2
CUPIAGUA A1	65.41	173.18
CUPIAGUA K20	66.24	244.19
CUPIAGUA E7	72.76	268.27
CUPIAGUA E14	78.49	150.084
CUPIAGUA B2	84.96	190.82
CUPIAGUA C3	90.43	258.86
CUPIAGUA B25	90.44	200,46

Tabla 8. Rata de la subsidencia tectónica para cada uno de los pozos simulados obtenida a partir del Software BasinMod 1D.

Al comparar la subsidencia tectónica con la presión litostática se observa un aumento en los esfuerzos de sobrecarga a partir del Mioceno medio, donde además de presentarse las mayores subsidencias se obtienen las tasas más altas de sedimentación, grandes volúmenes de arcillas depositados y por lo tanto una mayor compactación, creando reducción del espacio poroso dentro de los sedimentos en respuesta a la presión ejercida por el peso de material suprayacente.

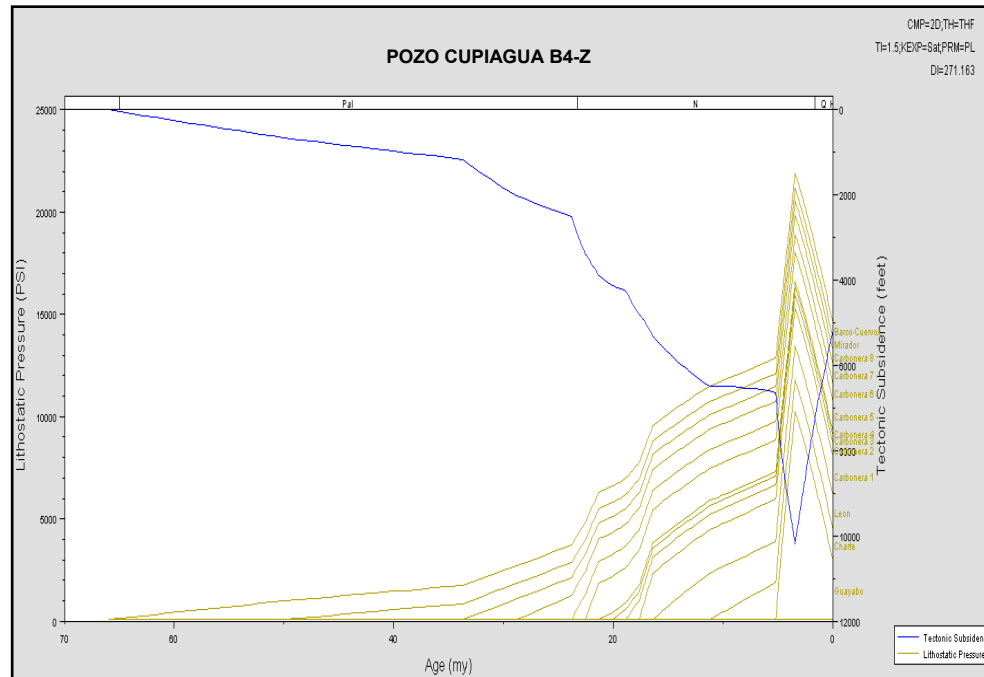


Figura 46. Tendencia de la presión litostática con la subsidencia tectónica obtenida por BasinMod-1D.

De acuerdo con las curvas de enterramiento y la integración de las ratas de sedimentación, el siguiente modelo pretende explicar las paleopresiones anómalas para la formación Carbonera el siguiente modelo en el cual, las altas ratas de sedimentación y subsidencia darían lugar a una rápida compactación que impidió la migración de los fluidos generando sobrepresiones.

10.2. MODELO TÉRMICO

Cuando las temperaturas se incrementan en una cuenca, se originan los procesos de transformación de la materia orgánica preservada en rocas con características geoquímicas apropiadas. La temperatura que alcanzan las rocas dentro de una columna sedimentaria es función de la cantidad de calor que se transmite a través de ellas (flujo de calor) y de las propiedades térmicas intrínsecas de los materiales que las constituyen (conductividad térmica, calor específico, etc.) estas cambian con el tiempo y la subsidencia, por lo tanto la temperatura es también variable.

El flujo de calor dentro de una cuenca es originado por las diferencias de temperatura (gradiente geotérmico) que existen entre la base de la litósfera definida por la isoterma de 1333°C, como condición limite teórica, y el contacto litósfera-astenosfera con una temperatura que varía entre 10-35°C; si se mantienen constantes estas dos condiciones limites de Temperatura, el gradiente térmico será una función del espesor de la litósfera, el cual varía durante la formación y desarrollo de las cuencas sedimentarias (García D, Sánchez C y Parra P, 2002) (Figura 47).

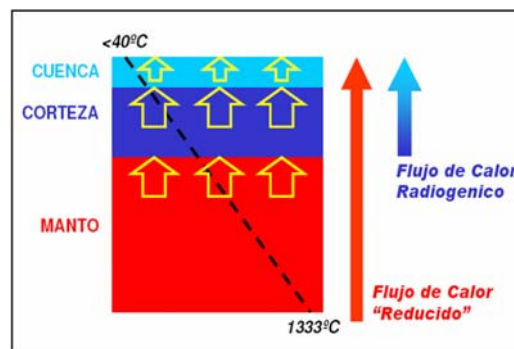


Figura 47. Gradiente Geotérmico. Tomado de Philip A. Allen and John R. Allen. Basin Analysis.

Son muchos los elementos y procesos a los cuales la temperatura afecta y muchas veces podemos ver cual es el grado de influencia por medio de análisis directos, sin embargo son aun más los factores que no podemos controlar por lo que recurrimos a herramientas como son los software que simulan internamente estos parámetros, disminuyendo en muchos casos la incertidumbre.

Los paleoindicadores como (reflectancia de la Vitrinita, Tmax y Análisis en Huellas de Fisión de apatito) permiten validar estos modelos al comparar las curvas obtenidas con el software y las realizadas con los valores obtenidos en el laboratorio.

Los parámetros a tener en cuenta para la simulación es el flujo de calor, el gradiente geotérmico y la conductividad térmica.

10.2.1. Flujo de Calor

Es la cantidad de calor que pasa a la superficie a través de la corteza desde la litosfera, cuya temperatura se estima en 1333°C en su límite superior con la corteza.

Existen otros factores que afectan el flujo de calor como son el fallamiento, flujo de agua meteórica, acuíferos, el decaimiento de los minerales radiogénicos el emplazamiento de sills, diques y otros cuerpos volcánicos y sedimentación rápida (Juliao T, 2003).

El flujo de calor puede ser expresado según la ley de Fourier (Ecuación 4):

$$F = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{W/m}^2)$$

Ecuación (4)

Donde

λ = Conductividad térmica

10.2.2. Gradiente Geotérmico

El gradiente geotérmico local es la derivada de la temperatura con la profundidad (Ecuación 5).

$$G_1 = \frac{\partial T}{\partial z} (z) \quad (^\circ\text{C/m})$$

Ecuación (5)

La temperatura general de un pozo dependerá del gradiente geotermal excepto los cambios ocurridos debido a la circulación de los lodos que entran a la formación cuando esta es perforada. Una temperatura de fondo de pozo (BHT) es la temperatura medida en el fondo de un pozo de aceite o gas durante una rutina de registros geofísicos (Deming y Chapman, 1988). Los datos de BHTs han sido usados en estimaciones del flujo de calor terrestre para cuencas sedimentarias e inferir patrones regionales de circulación de aguas subterráneas (Deming, D 1989).

Si los BHTs han sido correctamente medidos y grabados, representan una medida de la temperatura del fondo de la perforación en el pozo, la

cual generalmente es menor que la verdadera temperatura de formación debido al enfriamiento que ocasiona la circulación del lodo de perforación, por tal motivo es necesario aplicar diferentes correcciones que lleven la temperatura BHT a la verdadera temperatura de formación. La magnitud de estas correcciones depende en gran medida de las características propias de la región geográfica y debe ser calculada mediante la comparación de los datos BHTs frente a la temperatura real de las formaciones, la cual se considera bien representada por las medidas de temperatura tomadas durante las pruebas de producción y evaluación de las formaciones (DST, SG, PBU).

10.2.3. Conductividad Térmica

La conductividad Térmica de las rocas y sedimentos (Ecuación 6), es una propiedad física intrínseca que esta determinada por la mineralogía, la porosidad y la temperatura. La mayoría de las rocas sedimentarias son un agregado de minerales con espacio de poro saturado con agua salina. La cantidad de conductividad térmica depende del componente sólido de la roca y del flujo poral. (Magoon L, and Down W, 1994).

$$\lambda = \lambda_s \left(\frac{\lambda_w}{\lambda_s} \right)^P \quad (W / m / K) \quad \text{Ecuación (6)}$$

Donde:

λ_w = Conductividad térmica en el agua

λ_s = Conductividad térmica en sedimentos

P = Porosidad

10.3. RECONSTRUCCIÓN DE LA HISTORIA TÉRMICA

En cuanto a los parámetros termales se utilizaron los corregidos y presentados en la base de datos de Gómez y González (2003). Los cuales se basaron principalmente en pruebas de producción (DST, PBU, gradiente estático), determinaron una temperatura de superficie de 30°C para la Cuenca de los Llanos Orientales, según la proyección en superficie de datos de producción que son ligeramente más altos que la media anual metereológica utilizada en estudios previos (Figura 48).

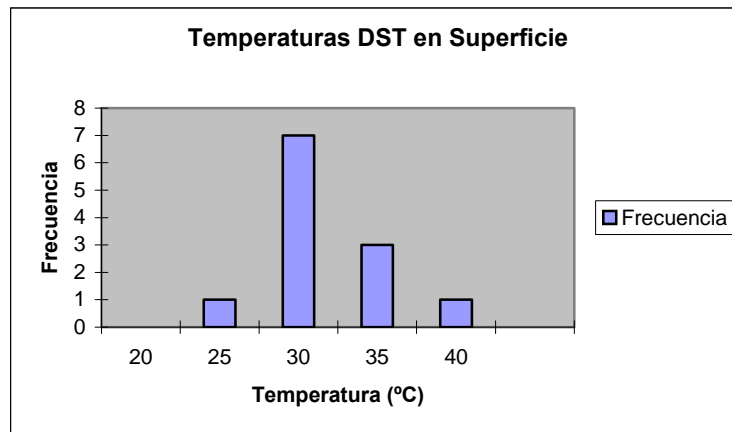


Figura 48. Histograma que representa las frecuencias de las temperaturas DST en Superficie. Tomado de (Gómez M. C, Gonzáles G. A (2002).

A pesar que existía poca información se pudo establecer que el campo de Cupiagua, muestra un régimen termal similar a la tendencia general de la cuenca con una temperatura de superficie de 29,1°C (Tabla 9).

Sector	Temperatura en Superficie (°C)
Cupiagua	29.1

Tabla 9. Gradiente geotérmico y temperatura de superficie para el campo de cupiagua. Tomado de (Gómez M. C, Gonzáles G. A (2002).

Esta temperatura se pudo verificar con el comportamiento de las isotermas respecto a la subsidencia tectónica presente en cada uno de los pozos modelados (Figura 49), a demás se toma como base para la determinación del gradiente termal actual y el flujo de calor a través de la historia, generando así un modelo evolutivo para el área.

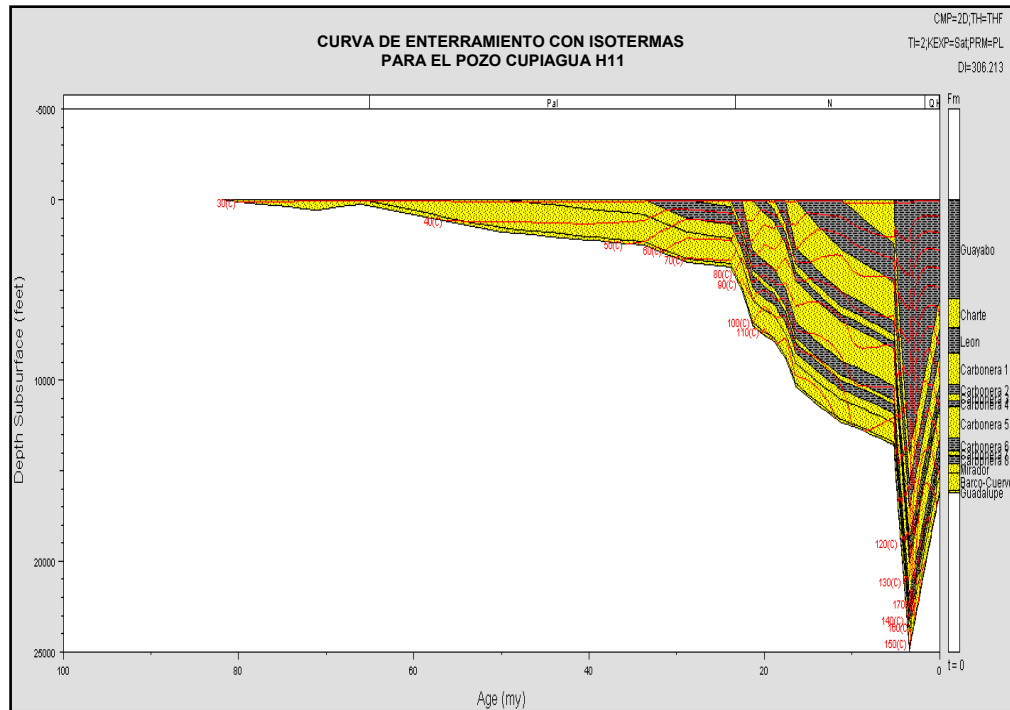


Figura 49. Subsistencia tectónica con isotermas para el pozo Cuiagua H11 obtenida por el software BasinMod 1-D.

Los flujos de calor actuales obtenidos por el software BasinMod 1D fueron determinados a partir de datos (BHTs) para el campo de Cuiagua teniendo como sistema de referencia los flujos anteriormente determinados para el Piedemonte Llanero por SANMIGUEL E. A.; VILLAREAL O. L.(2004).

El valor de flujo de calor actual planteado fue correlacionado a través del correcto calibrado entre los datos BHTs y la temperatura calculada en la columna sedimentaria por el programa (Figura 50).

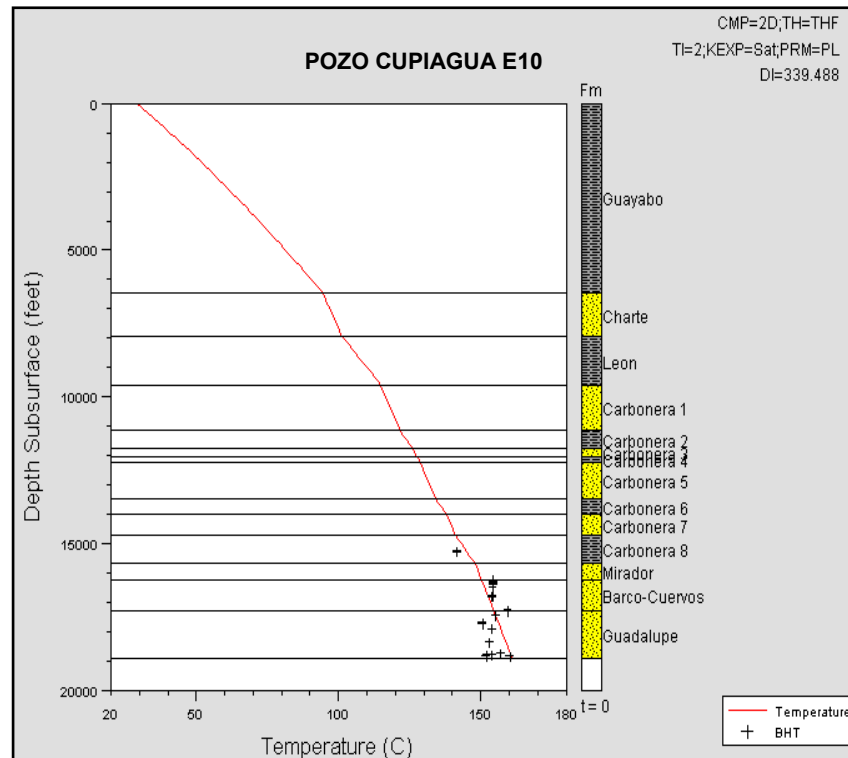


Figura 50. Calibrado de temperaturas actuales a partir de los BHTs.

Se planteó un modelo térmico basado en la tectono-estratigrafía del área de estudio (Figura 51), tomando como valores los flujos de calor propuestos en la figura 52 para cada tipo de cuenca por Allen y Allen (1990) y se obtuvo los siguientes resultados (tabla 10).

TIEMPO (m.a.)	EVENTO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO	FLUJO DE CALOR (mW/m ²)
150 - 120	Fase extensiva, cuenca tipo Rift.	120-63
110 - 55	Subsidencia térmica, cuenca detrás de arco volcánico.	63-37
55 - 15	Pre - orogenia Andina, Cuenca de antepaís.	80-40
15 - 1	Erosión y levantamiento cordillera Oriental, orogenia Andina.	>40
Presente	Levantamiento y erosión.	30

Tabla 10. Flujo de calor según Allen P. y Allen J. (1990).

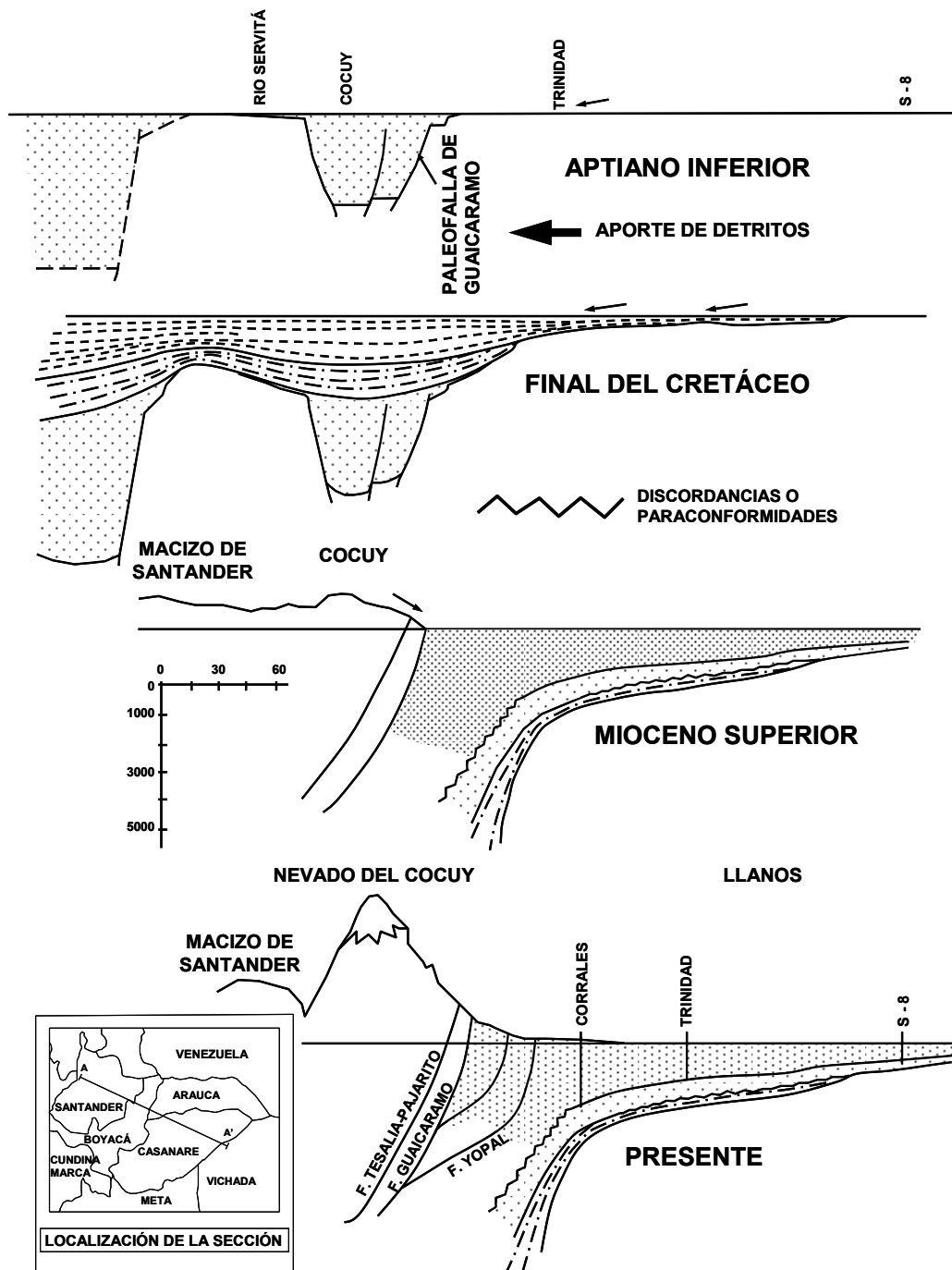


Figura 51. Modelo tectono-estratigráfico del área de estudio. (Modificado de Fabre 1983).

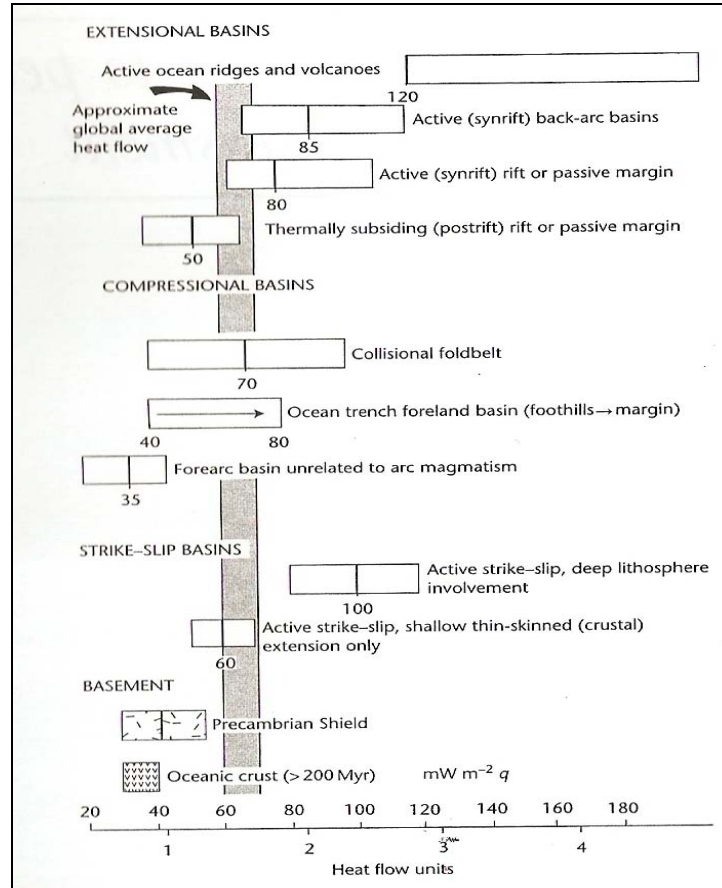


Figura 52. Resumen de los flujos de calor típicos asociados con varios tipos de cuencas sedimentarias. Según Allen P. y Allen J. (1990).

Para la generación y calibración de este modelo termal se tuvo en cuenta, los resultados obtenidos en la tectono-estratigrafía de la zona (Figura 53a) y valores de datos geoquímicos de T_{max} y % R_o , con lo que se logró la curva del flujo de calor en el pasado geológico (Figura 53b).

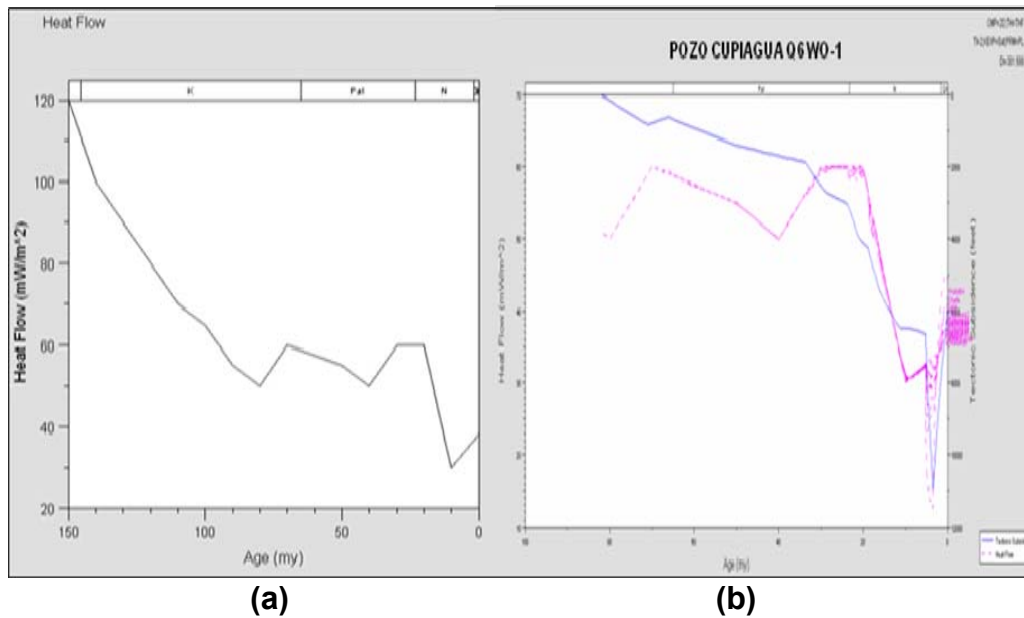


Figura 53. Modelo del Paleoflujo de calor planteado en el proceso de simulación-correlacionado con pozo Cupiagua Q6 WO-1.

10.3.1. Interpretación de los flujos de calor

Los actuales valores calculados de flujo de calor (Tabla 11), muestran que el mayor valor representativo se encuentra hacia el NE para el campo de Cupiagua con el pozo Cupiagua H15 y los flujos de calor intermedios se observan hacia el SE con los pozos Cupiagua U23-Z y K20 ST1-Z (Figura 55). Sin embargo a nivel de cuenca se puede observar disminución del flujo de calor hacia el E con los pozos Leticia-1 y La Maria-1, donde se localizan las formaciones con mayores espesores y mínima deformación estructural (Figura 54).

POZO	X	Y	FLUJO DE CALOR ACTUAL (mW/m ²)
BUENOS AIRES 3st	1148024	1042647	51
BUENOS AIRES X-14	1150890	1043360	48,4
CUSIANA-1	1158204	1046382	49,6
LA MARIA-1	1173726	1052857	35,2
LA PUNTA-1	1221481	1024162	47,9
LETICIA-1	1163517	1040709	31
MEDINA-1	1104357	1014423	48.17
SAN PEDRO-1	1130018	1008578	31,3
SANTIAGO-3	1196979	1017603	46,1
TOCARIA-2	1212326	1085304	30.63
MIRADOR 1-A	1164362	1068015	60.92
Cupiagua A1-Z	1161670	1067963	38.42
Cupiagua E-10	1157229	1063867	38.24
Cupiagua E-14Z	1157228.6	1063874.6	42.45
Cupiagua E7	1157229	1063859	35.71
Cupiagua H-11	1165782	1073284	38.73
Cupiagua H-15	1165783	1073276	46.39
Cupiagua K-12Z	1156589	1061879	41.52
Cupiagua K5-Z	1156638	1061830	40.37
Cupiagua Q18-W	1160917,2	1069043,4	36.28
Cupiagua Q-6 WO-1	1160849	1069139	35.5
Cupiagua H8	1165780,7	1073291,3	42.56
Cupiagua U23-Z	1160688,5	1069812,8	32.97
Cupiagua K20 ST1-Z	1156596,8	1061866,6	34.55
Cupiagua B25ST1	1159581,8	1065100,5	42.45
Cupiagua B4-Z	1159488,3	1064978,6	43.28
Cupiagua U9	1160654,9	1069929,3	37.49
Cupiagua C3-Z	1165982	1070986	34.16
Cupiagua U13-X	1160654,6	1069921,7	36.34
Cupiagua B2-ST1	1159483	1064973	41.61

Tabla 11. Flujos de calor actual obtenido para los pozos modelados, calculado por BasinMod 1D con base en las BHTs.

El siguiente mapa es el resultado de los flujos de calor obtenidos a partir del modelo termal de la zona de estudio, realizado mediante el software GeoGraphix Discovery (Anexo E).

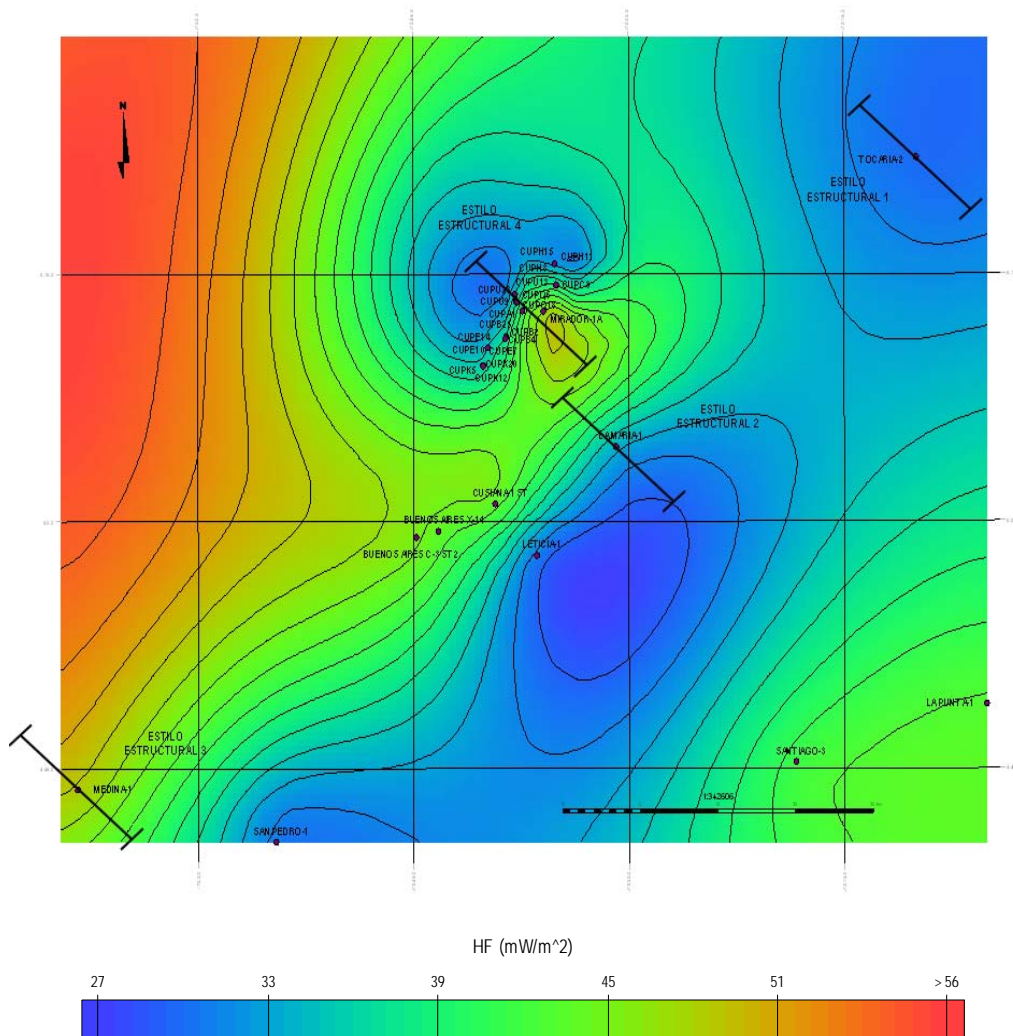


Figura 54. Mapa que muestra la variación del flujo de calor (mW/m^2) en el área de estudio.

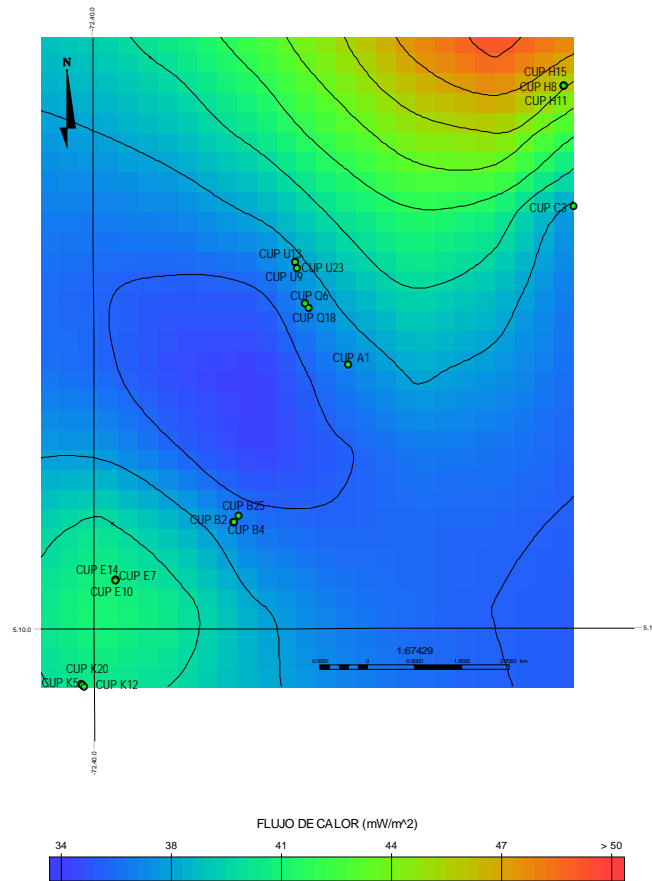


Figura 55. Mapa que muestra la variación del flujo de calor (mW/ m²) en el campo de Cupiagua.

Para la interpretación y correlación de los resultados obtenidos en el modelo termal y las tendencias de los flujos de calor en la zona, fue necesario relacionar directamente, el estilo estructural, los espesores y los esfuerzos presentes; puesto que el modelo depende directamente de estos factores. El área se dividió para su estudio y se tomo como referente los trabajos de Beicip-Franlab (1995) y Linares R. y Fajardo A. (1999), dando como resultado 3 estilos estructurales.

- **Estilo estructural 1:** Presenta un incremento en el flujo de calor hacia el Oeste con valores que van desde 30.63 mW/m² en el pozo Tocaria-2 hasta valores mayores aproximados de 56

mW/m² hacia el NW de la zona, debido a la complejidad estructural que presenta (Figura 56).

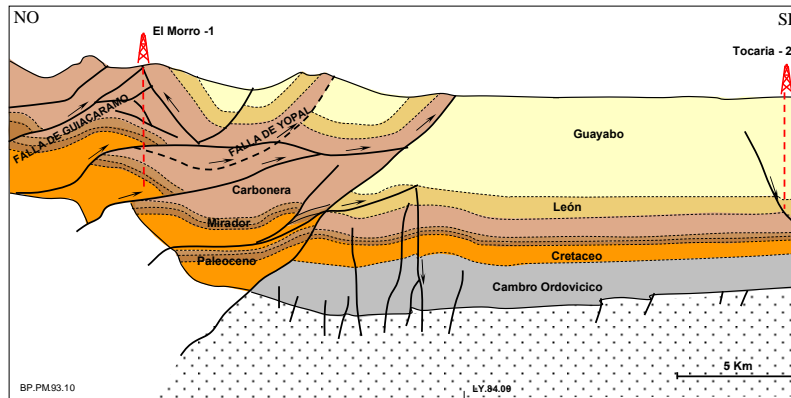


Figura 56. Sección sísmica que muestra los rasgos estructurales hacia el norte del estilo estructural 1. (Modificado de Beicip-Franlab, 1995).

- **Estilo estructural 2:** Presenta una disminución en el flujo de calor hacia el NW, con valores que van desde 47.9 mW/m² en el pozo La Punta-1 ubicado al SE de la zona hasta valores menores de 35.2 mW/m² en el pozo La Maria-1, esta zona se ha conservado como un monoclinal con vergencia oeste, ubicando los mayores depósitos de Guayabo, León y Carbonera en el footwall de la falla Yopal donde se calcularon los menores valores del flujo de calor (Figura 57).

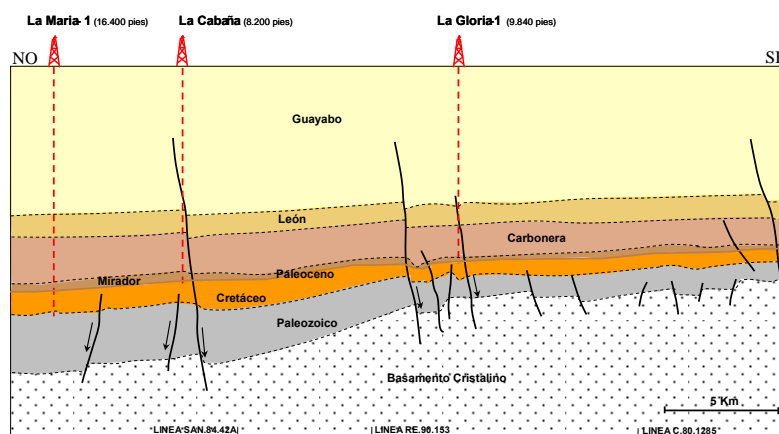


Figura 57. Sección sísmica que muestra los rasgos estructurales hacia el norte del estilo estructural 2. (Modificado de Beicip-Franlab, 1995).

- **Estilo estructural 3:** Los mayores valores del flujo de calor se encuentran hacia el Norte con los pozos Buenos Aires 3St, Buenos Aires X-14, Cusiana -1 y Medina-1 con valores que oscilan entre 48.17 a 51 mW/m², en cambio hacia el SW el flujo de calor es menor con 31.3 mW/m² en el pozo San Pedro-1, debido a la presencia de estructuras complejas que erodaron la secuencia en gran medida (Figura 58).

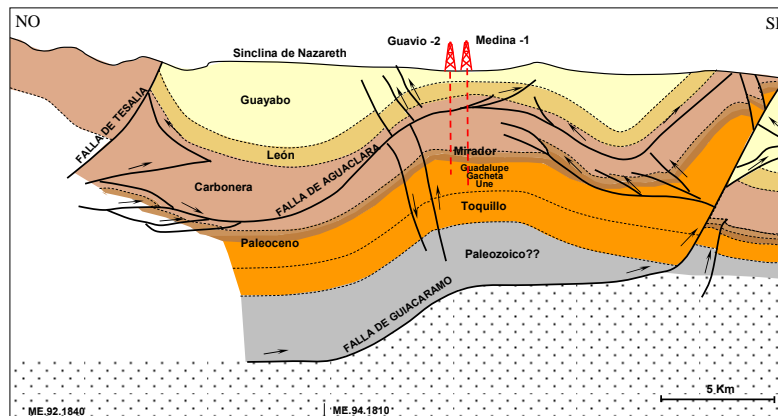


Figura 58. Sección sísmica que muestra los rasgos estructurales hacia el norte del estilo estructural 3. (Modificado de Beicip-Franlab, 1995).

- **Estilo estructural 4:** Los flujos de calor incrementan en el campo hacia el NE con valores entre 38.73 a 46.39 mW/m² en los pozos Cupiagua H11 y H15, aunque se observan algunos incrementos en los pozos cercanos a la falla Guaicáramo como Cupiagua E14-Z, E10, U9 y U13-X con valores entre 36.34 a 42.45 mW/m². Los flujos en esta área son aproximadamente bajos comparados con el mayor flujo de calor generado en el pozo Mirador-1A que se encuentra más cercano al campo, lo que demuestra la influencia que tiene el sistema de fallas y estructuras en el que se encuentra el campo (Figura 59).

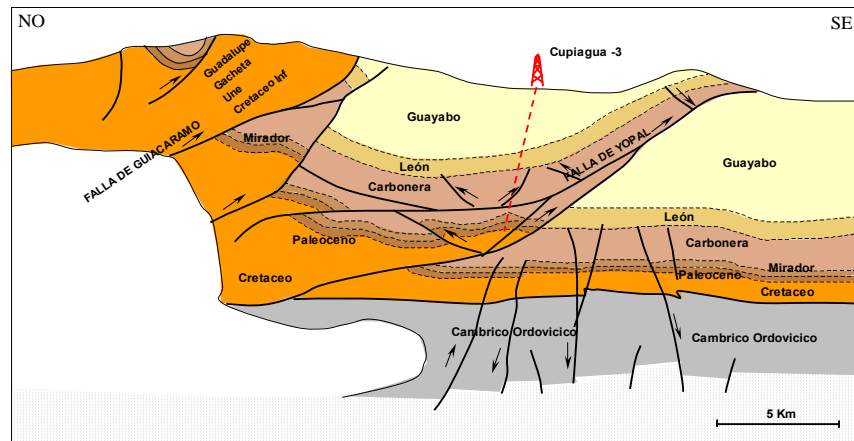


Figura 59. Sección sísmica que muestra los rasgos estructurales hacia el norte del estilo estructural 4. (Modificado de Beicip-Franlab, 1995).

Localmente para el campo de Cusiana los flujos de calor apreciados muestran una variación con respecto a los campos ubicados hacia el Norte (Floreña, Volcanera, Dele y Pauto), que se aprecia también para el campo Cupiagua a partir de la tendencia de los BHTs a profundidad. Figura 60.

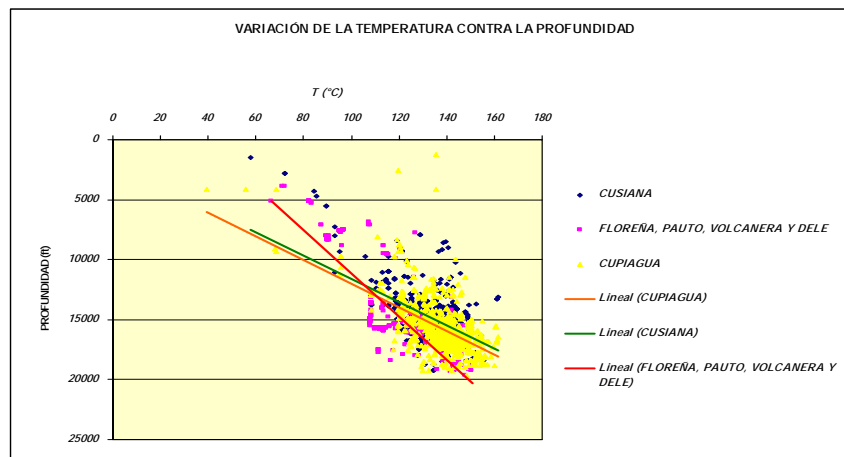


Figura 60. Gradientes térmicos para los campos del Piedemonte Llanero Colombiano.

El gradiente geotérmico para el campo de Cusiana es 96.95 °C/ft en Cupiagua es 98.55 °C/ft y para Floreña, Pauto, Volcanera y Dele es de

179.82 °C/ft, indicando un aumento progresivo hacia la zona Norte del Piedemonte Llanero.

Los menores valores se presentan en el football de la falla Yopal y en la parte Sur del football de la falla Guicáramo, siendo menores de 40 mW/m² con los pozos Tocaria-2, Leticia-1, La Maria-1 y San Pedro-1. (Figura 61).

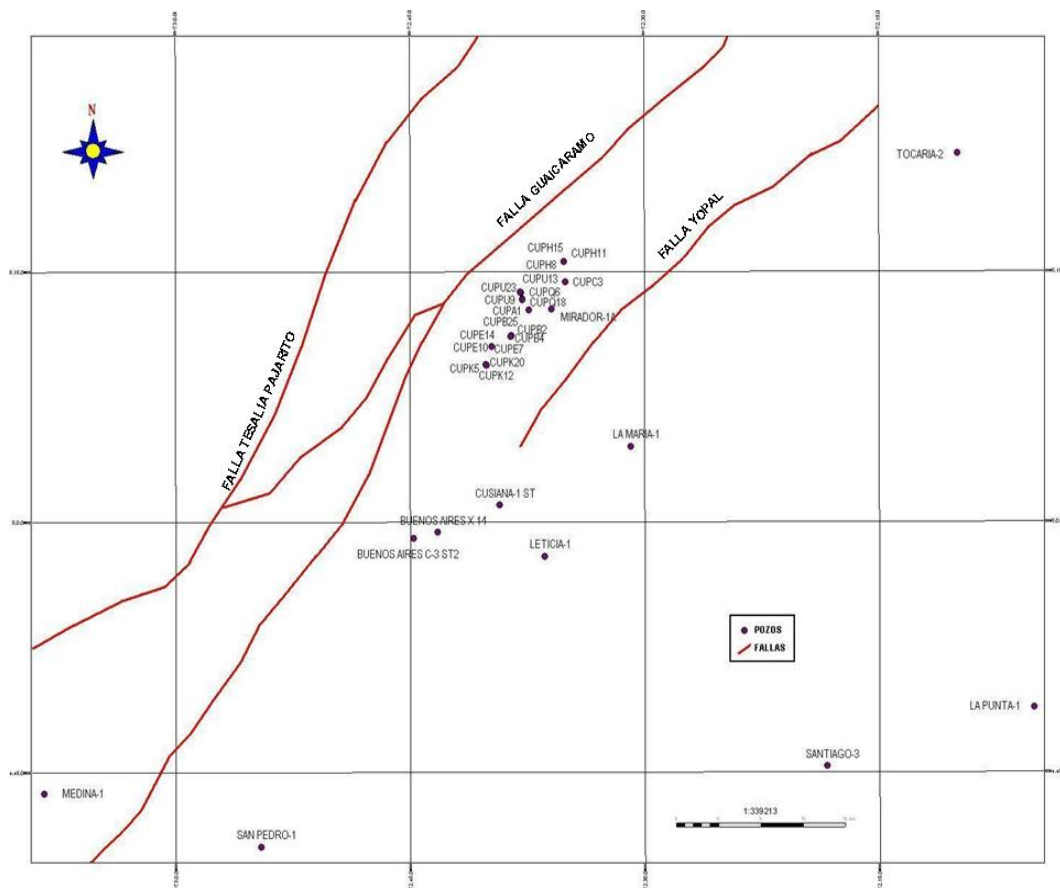


Figura 61. Influencia del sistema de fallas del borde llanero en los gradientes térmicos para el Piedemonte Llanero Colombiano. Tomado de SANMIGUEL E. A.; VILLAREAL O. L. (2004).

Al graficar la curva la subsidencia contra la temperatura (Figura 62), se observa un flujo térmico elevado y un gradiente geotérmico alto, donde la subsidencia es muy rápida con valores entre 200 a 300 ft/M.a en el Mioceno Inferior a Medio, debido a la posición elevada del límite astenósfera/litósfera por debajo de las zonas adelgazadas (Anexo E).

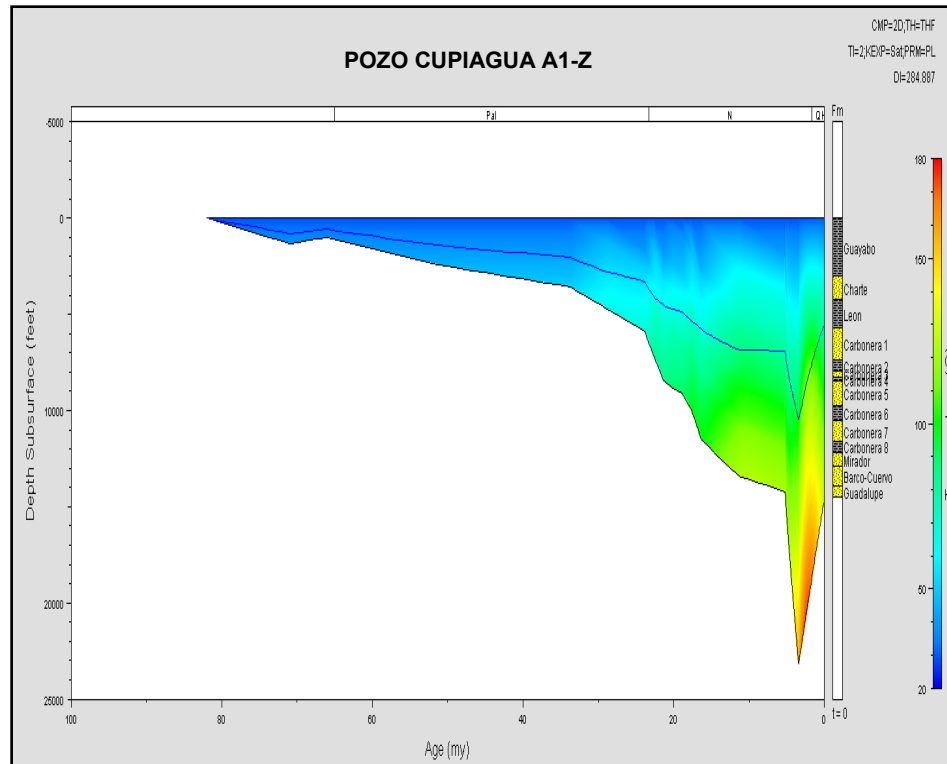


Figura 63. Tendencia de la temperatura con el tiempo por la subsidencia tectónica para el pozo Cupiagua A1-Z obtenida por el software BasinMod 1-D.

El análisis del modelo termal con relación a la subsidencia y sedimentación generó las siguientes conclusiones:

- La tendencia en el aumento de flujos de calor en la cuenca, la cual se relaciona con las áreas que presentaron mayores tasas de subsidencia y sedimentación (Figura 54).
- Los mayores flujos de calor se presentaron hacia la zona de la cuenca donde hubo un mayor aporte de sedimentos, máximas subsidencias y elevadas tasas de sedimentación.
- Permitió comparar potentes estratos como los de la formación Guayabo hacia el foreland con los del Piedemonte, que presentaron valores de temperatura inferiores, probablemente por la mayor complejidad estructural y la influencia de la falla Yopal (en la que se puede suponer que existe una disipación de energía).

- Evaluación y calibración de las curvas de subsidencia propuestas.
- Reafirmación y relación de las causas de sobrepresiones en la zona materia de investigación con las anteriores hipótesis.

10.4. MODELO DE PRESIONES

Es importante recordar que las paleopresiones son creadas en rocas antiguas en las cuales los fluidos son atrapados y completamente encerrados por la matriz rocosa debido a su densidad y la alta permeabilidad de las formaciones sellantes. También ocurren en las formaciones las cuales tuvieron levantamiento a profundidades más someras donde estas antiguas presiones no se han podido nivelar.

Dichas paleopresiones se pueden evaluar mediante el análisis de las características de sedimentación, compactación, estado termal, subsidencia y diagénesis de las rocas (Figura 64).

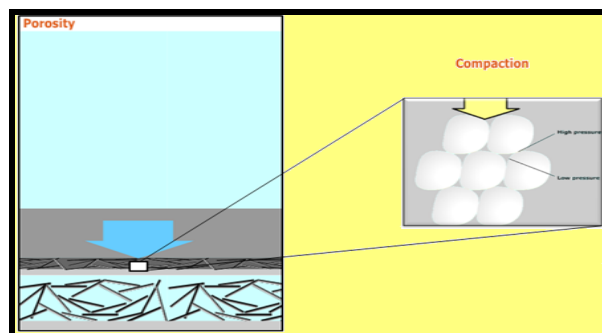


Figura 64. Efecto de la pérdida de porosidad con el aumento de compactación.

Proponer un modelo que represente la evolución de la presión a través de las diferentes facetas deformacionales a las cuales la cuenca se vió sometida, dará explicación de ¿Cuál ha sido el aporte para la generación de sobrepresiones que tubo el intenso levantamiento en la región Andina, llevando paleopresiones correspondientes a esfuerzos de profundidades mayores a profundidades más someras?

El siguiente diagrama corresponde a un ejemplo del resultado para la simulación de paleopresiones, en el cual se muestran variables como

curvas de profundidad, tiempo y presión para cada una de las secuencias sedimentarias (Figura 65).

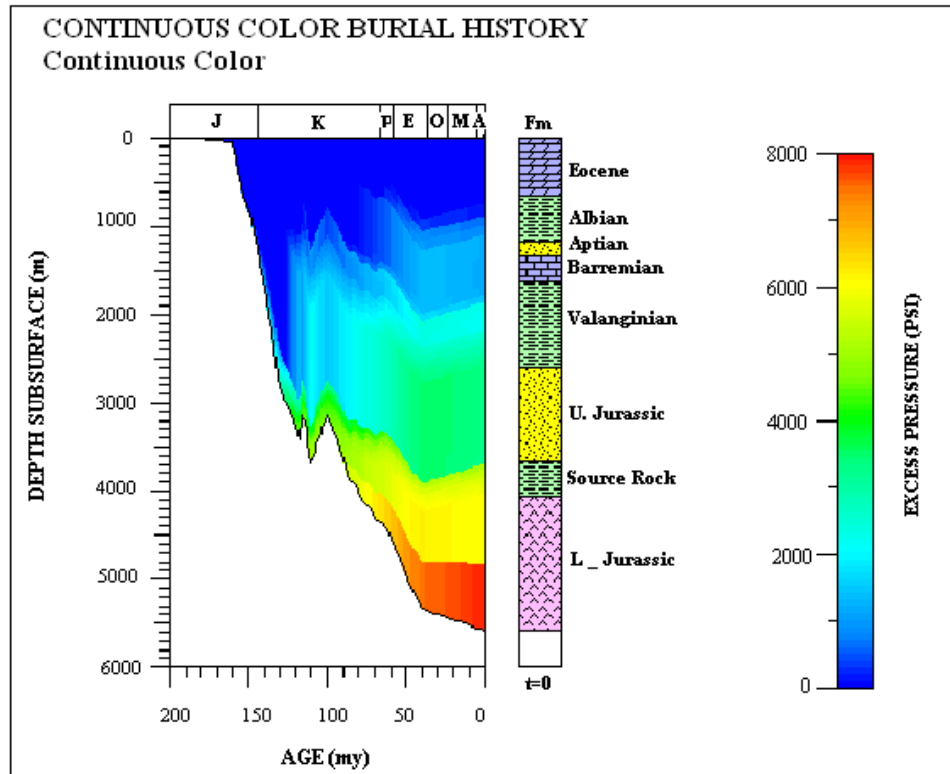


Figura 65. Curva de Profundidad Vs Tiempo para el Modelo de Enterramiento. (Tomada de Basic Training Manual BasinMod-1D, 2001).

10.4.1. Interpretación en la simulación de presiones

Para la interpretación de los perfiles de presión se elaboraron mapas correspondientes a los valores de presión de poro promedios, obtenidos a partir de métodos indirectos para los miembros de la formación Carbonera. Con el propósito de: validar el modelo termal al igual que los trenes normales de compactación, determinar la tendencia de las presiones a nivel de campo y calibrar las curvas obtenidas para la evolución de la presión.

Los siguientes mapas se elaboraron mediante el software GeoGraphix Discovery, donde se puede observar con mayor claridad las anomalías presentes en el campo (Anexo F).

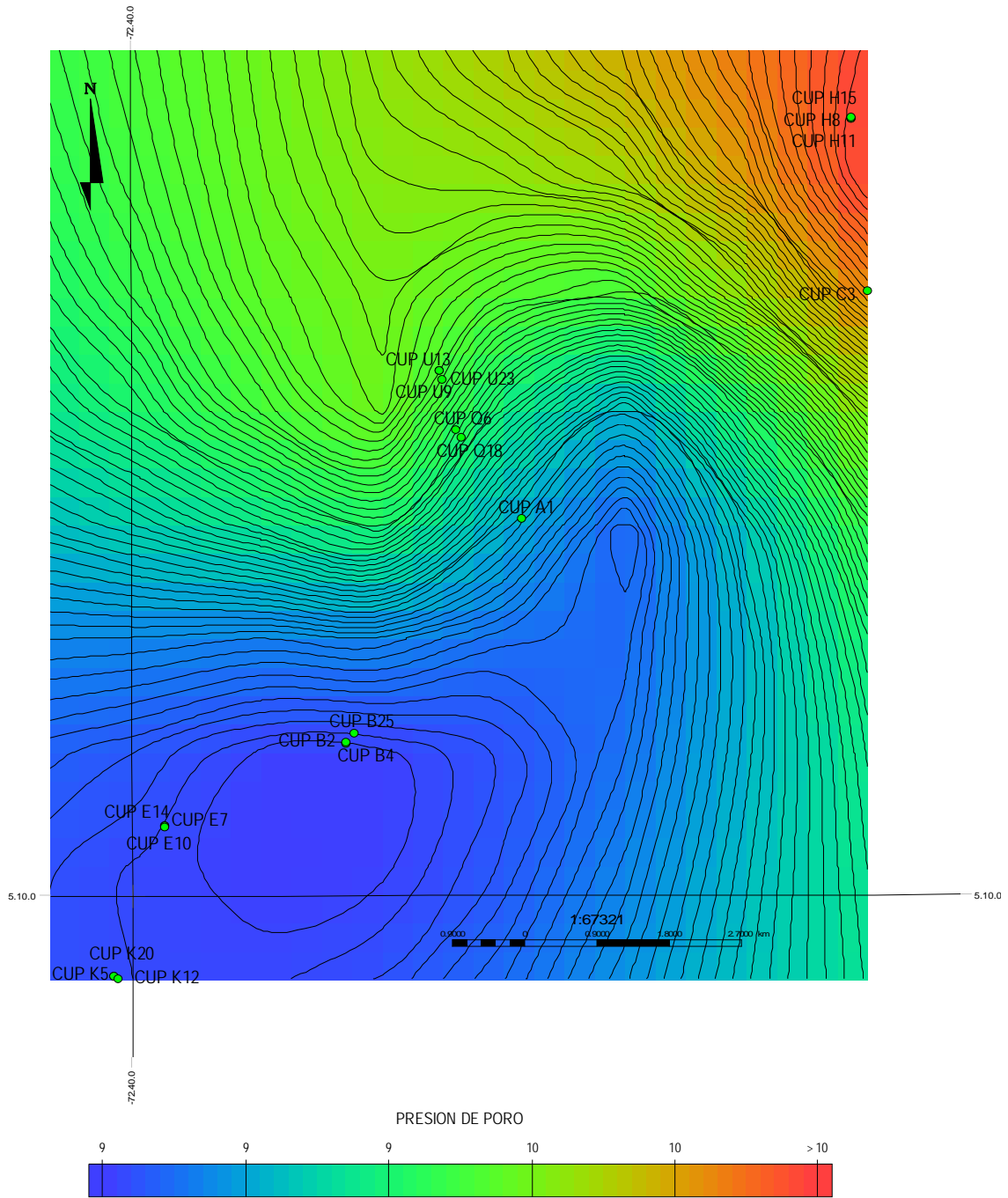


Figura 66. Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C1 a lo largo del campo de Cupiagua.

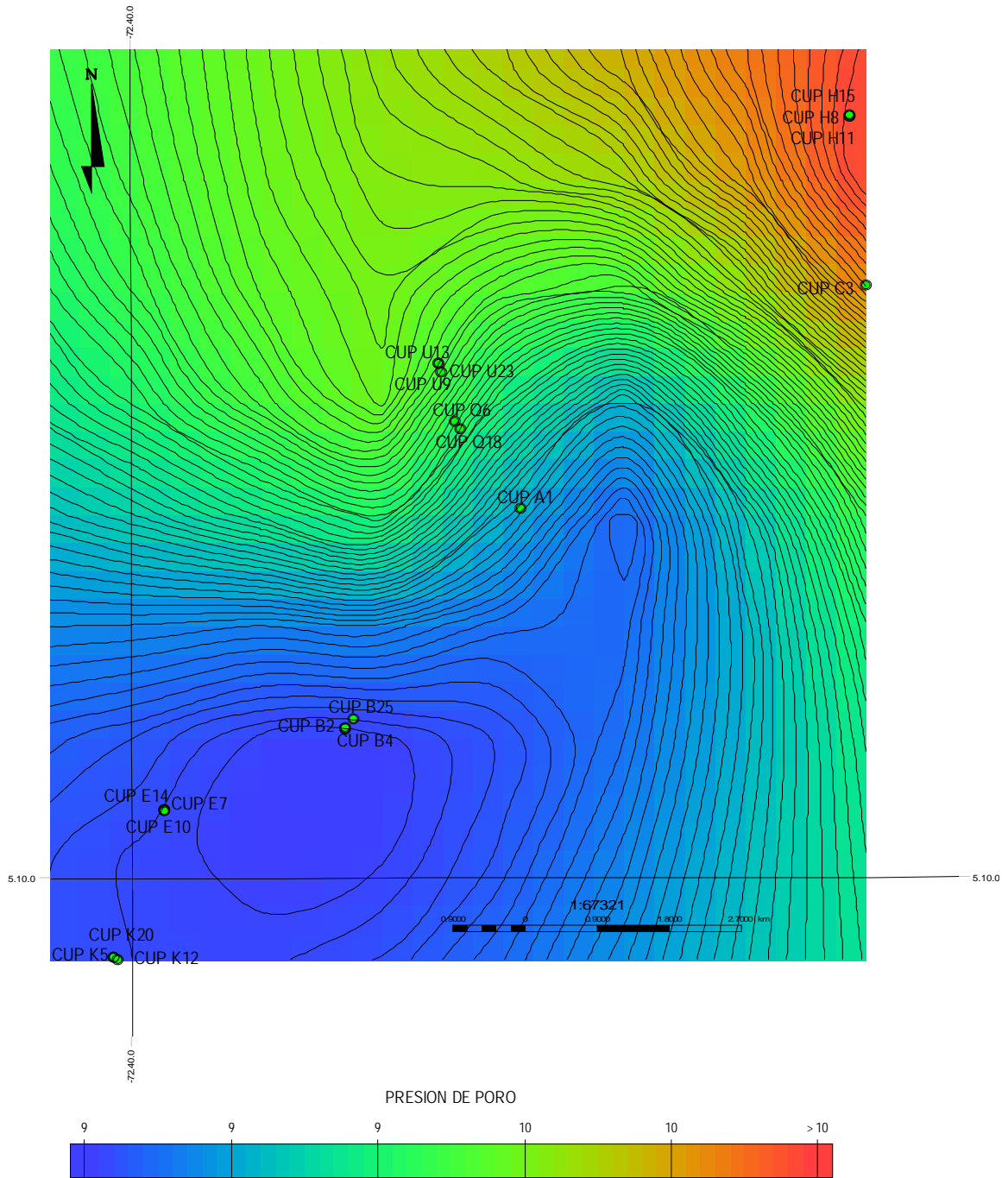
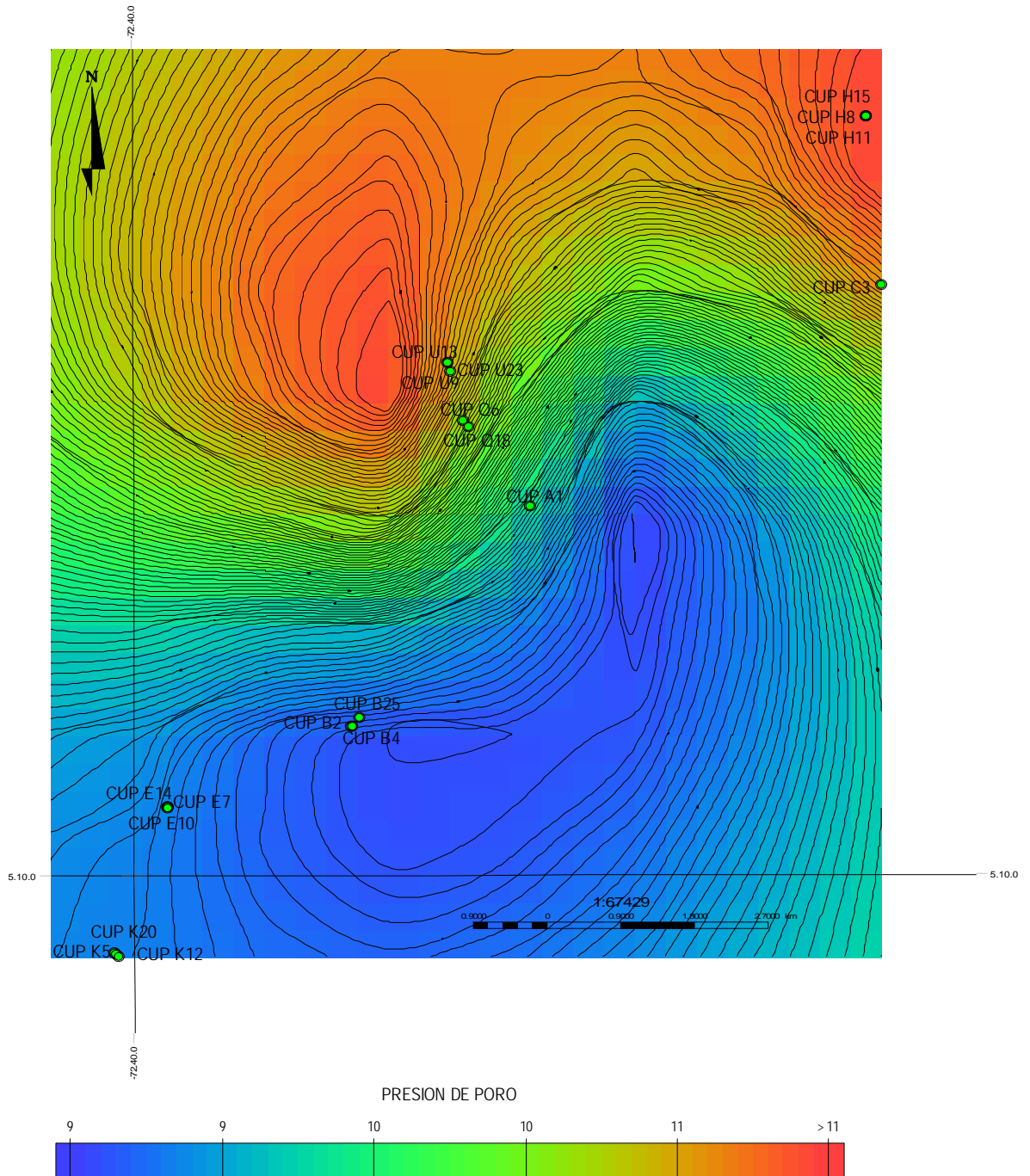


Figura 67. Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C2 a lo largo del campo de Cupiagua.



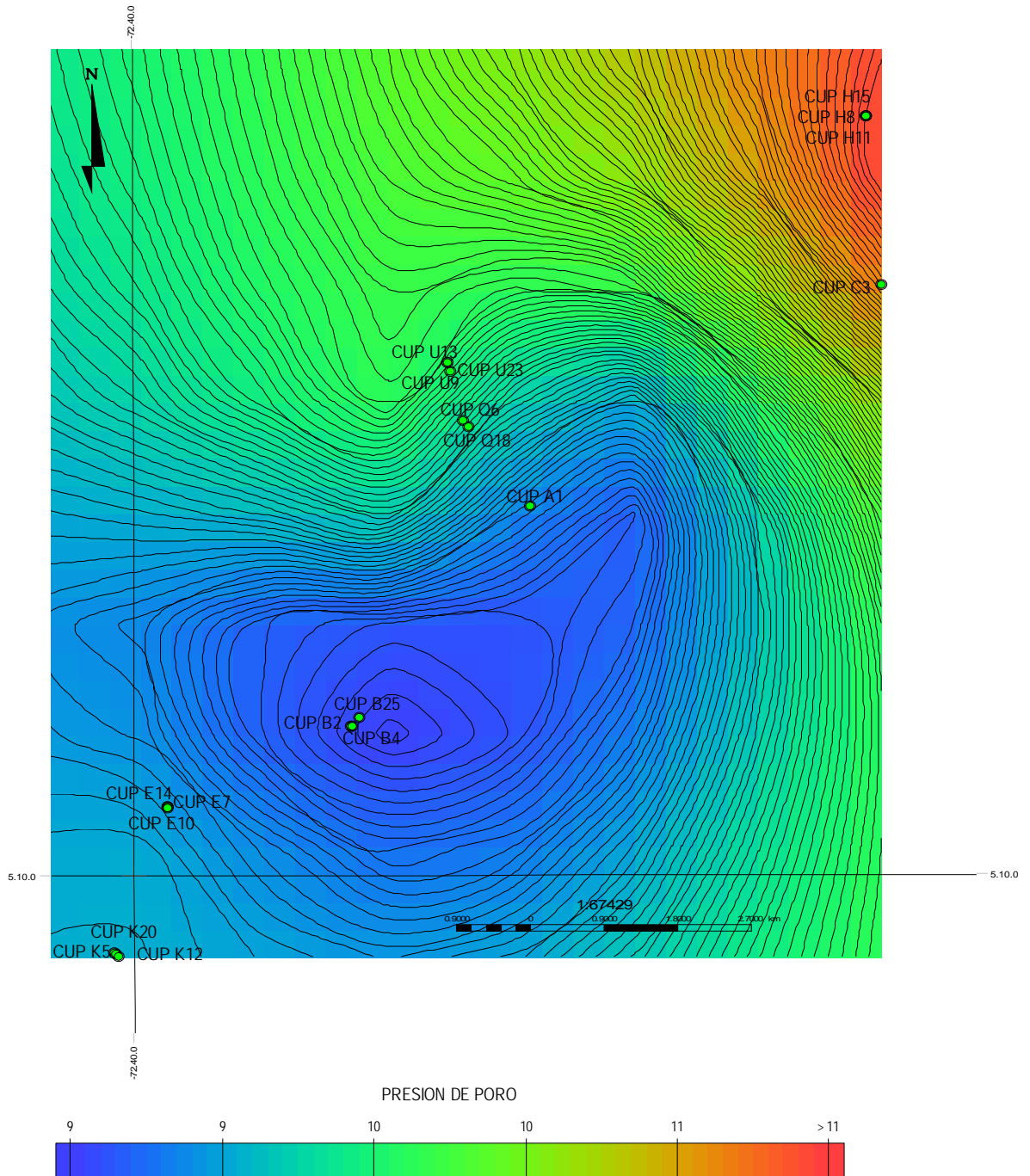


Figura 69. Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C4 a lo largo del campo de Cupiagua.

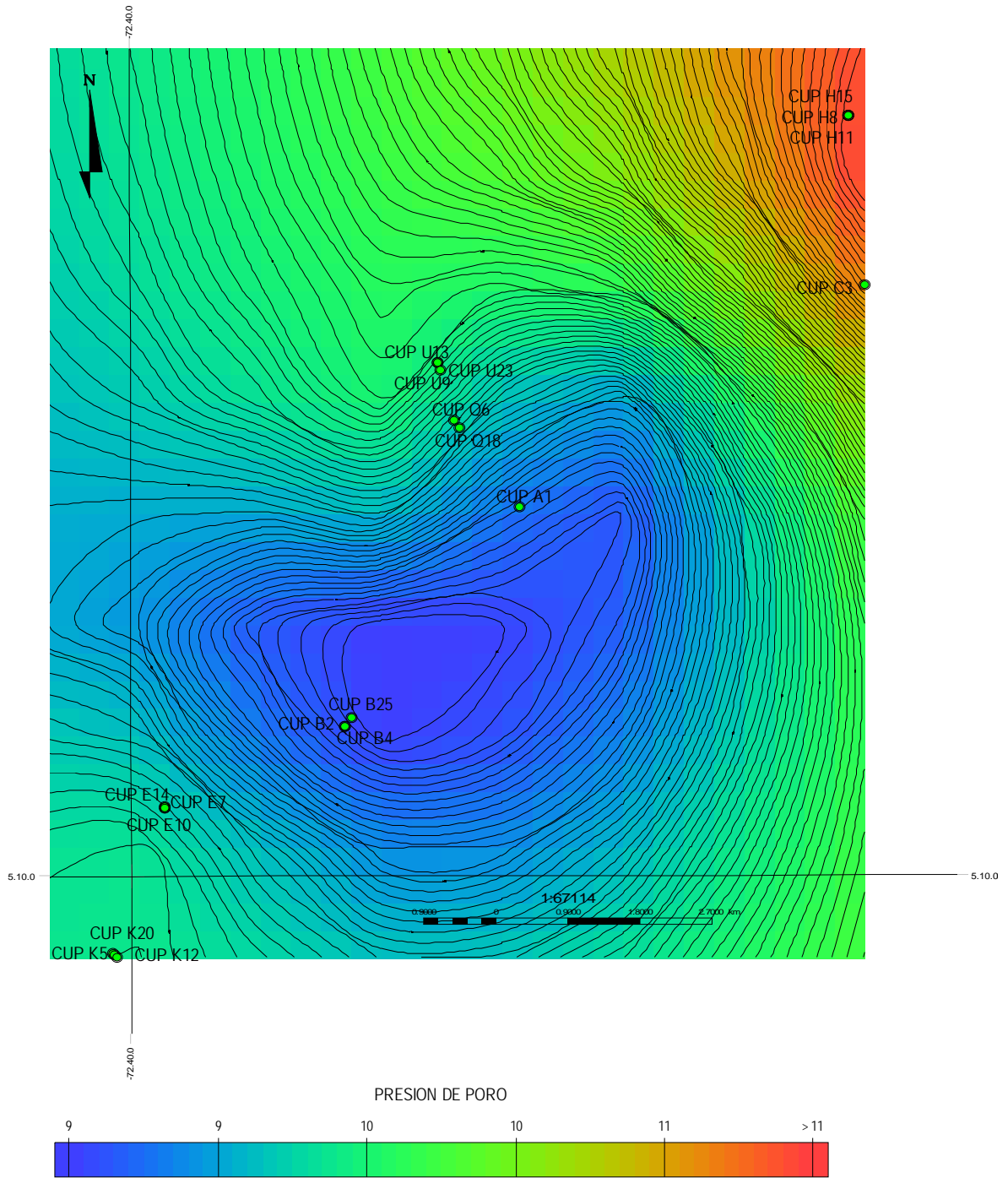


Figura 70. Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C5 a lo largo del campo de Cupiagua.

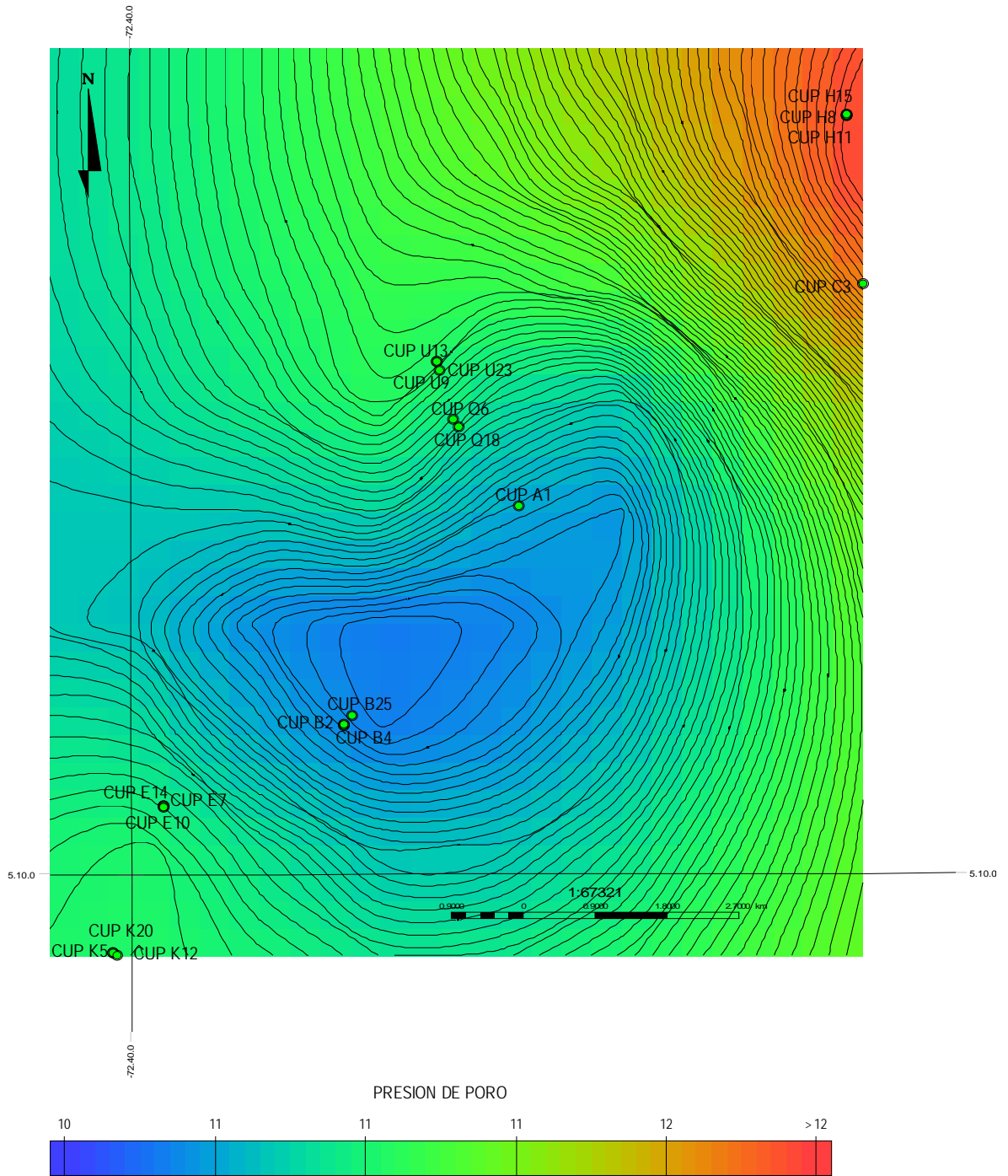


Figura 71. Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C6 a lo largo del campo de Cupiagua.

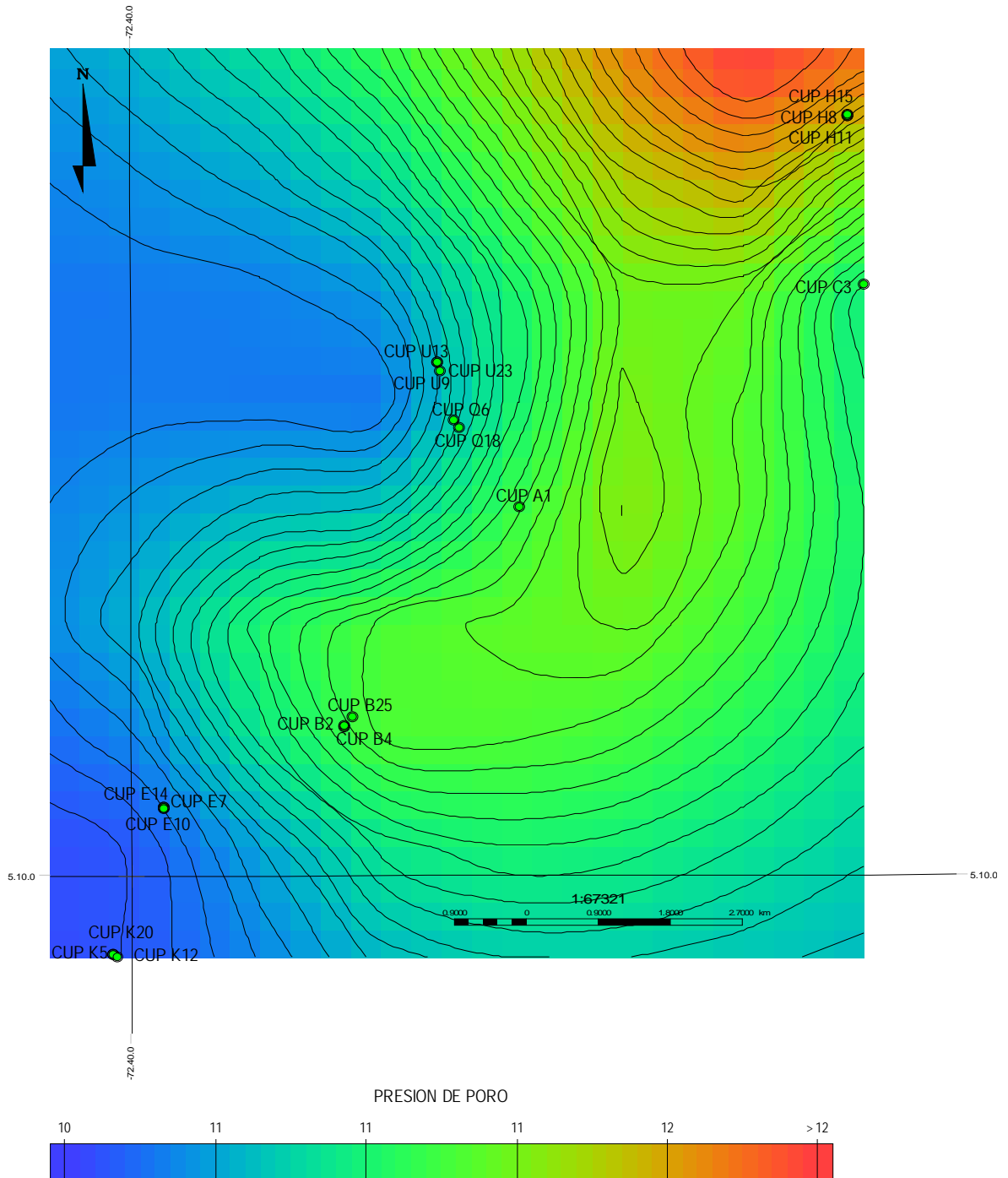


Figura 72. Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C7 a lo largo del campo de Cupiagua.

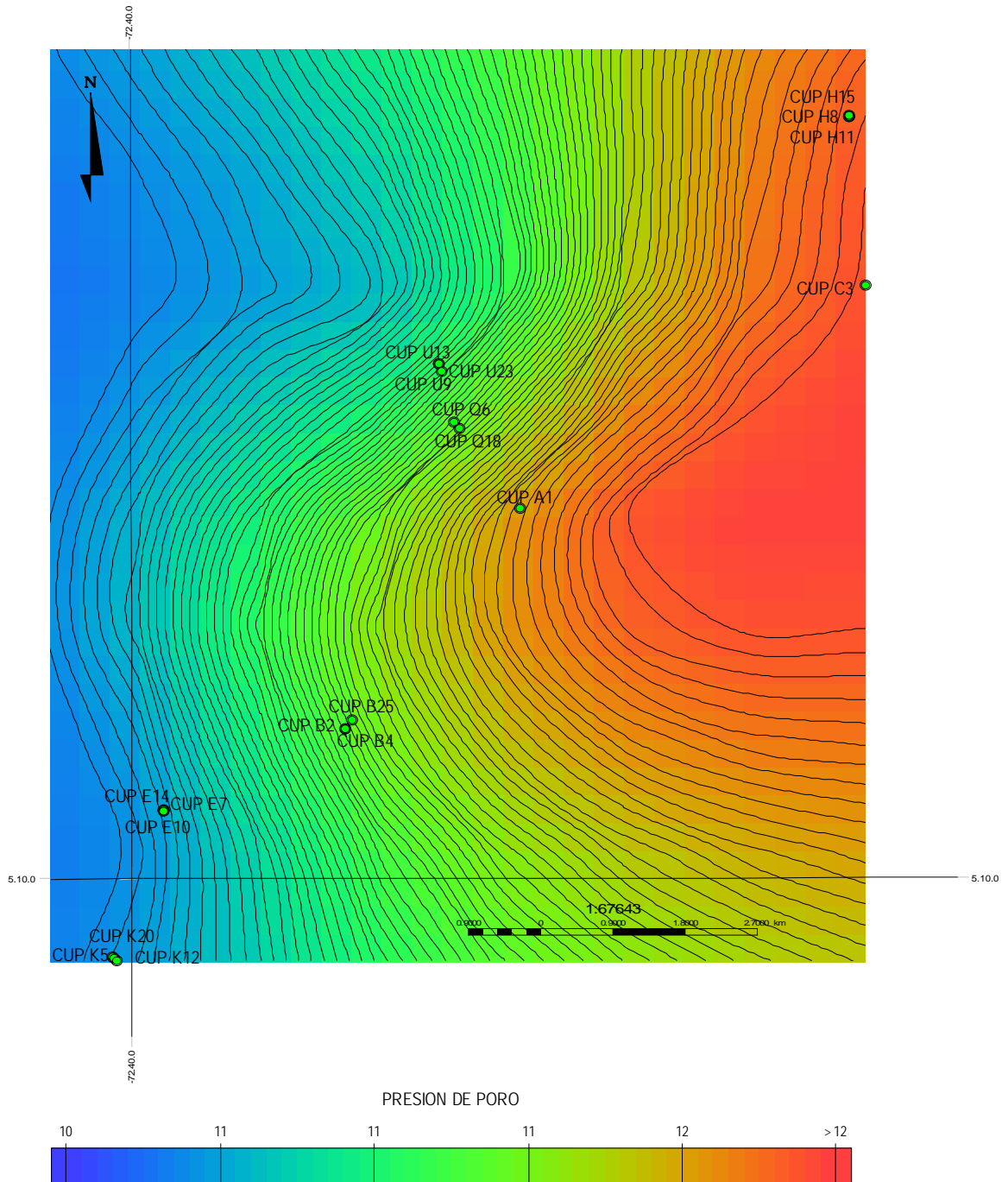


Figura 73. Comportamiento de la presión de poro en la formación para el miembro C8 a lo largo del campo de Cupiagua.

Luego mediante el software BasinMod 1-D se elaboraron las curvas de subsidencia y presión para 18 pozos a lo largo del campo de Cupiagua, los cuales se escogieron siguiendo el régimen estructural de la zona de estudio ya determinado.

Seguidamente con los valores de presiones obtenidos en monitoreos de presión de formación y valores de pesos de lodo, se generaron las curvas de presión Vs enterramiento (Figura 74).

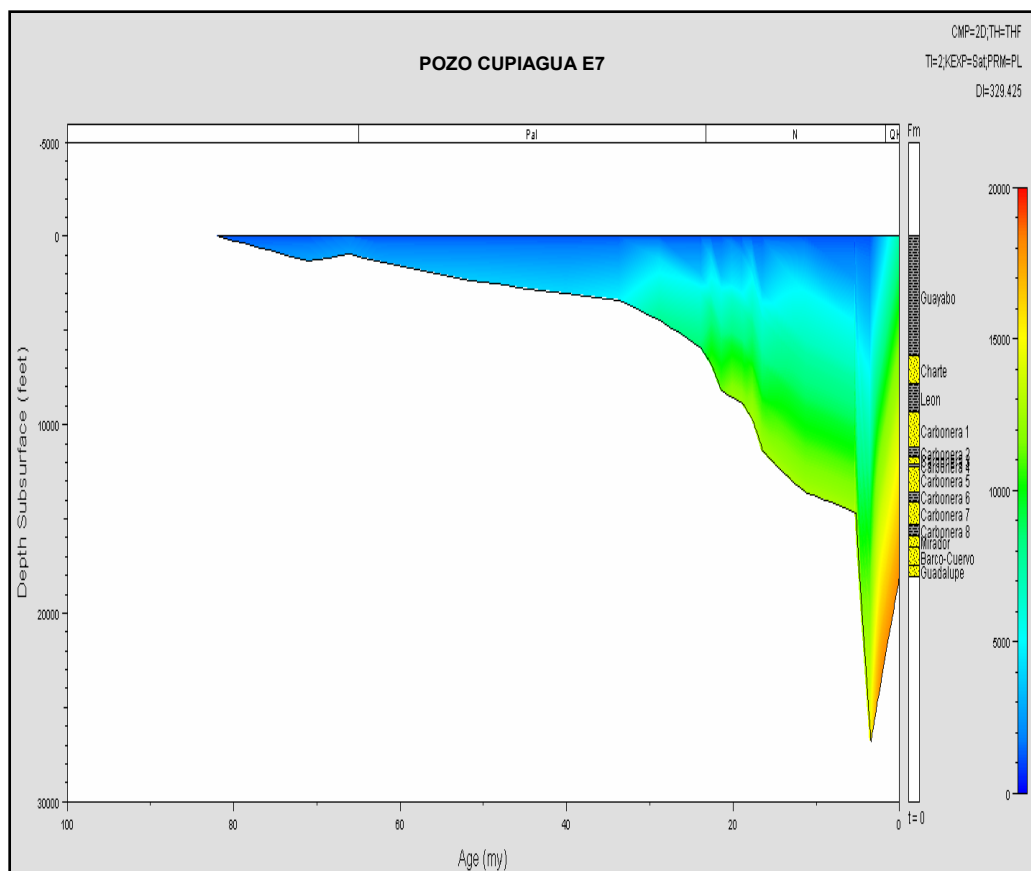


Figura 74. Comportamiento de la presión de poro para el pozo Cupiagua B4-Z obtenidas por BasinMod-1D.

Finalmente se presentan las interpretaciones de las relaciones entre la historia de subsidencia y las variaciones de presión

Más adelante se valida el modelo mediante la comparación del comportamiento normal de la presión de poro con los valores de presión obtenidos de datos reales para cada una de las formaciones (Figura 75). El valor de las presiones generadas en el modelo de presión fue planteado y corroborado a través del correcto calibrado entre los datos de presión de formación y los calculados por el programa (Anexo F).

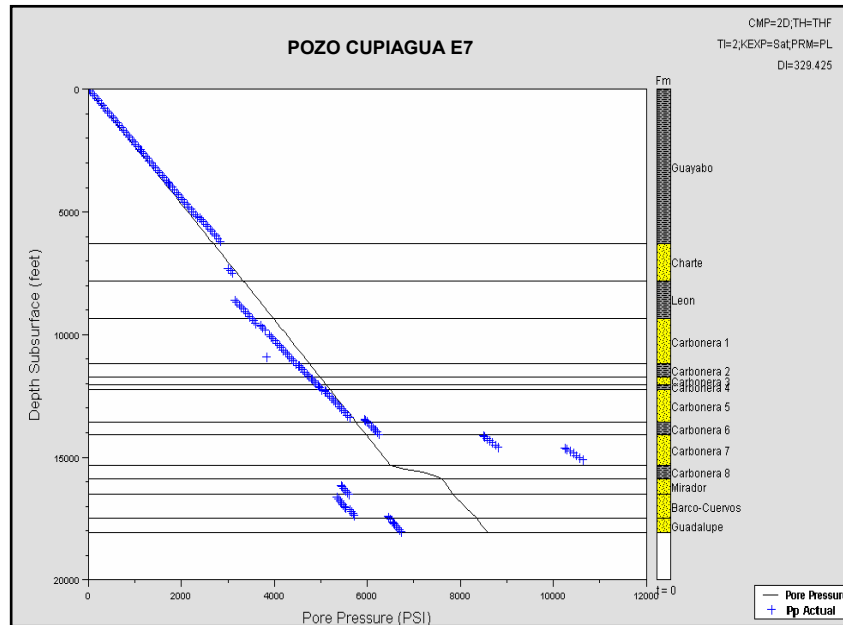


Figura 75. Tendencia de la presión de poro con respecto a la presión para el pozo Cupiaga B4-Z obtenidas por BasinMod-1D.

Con el estudio de simulación de las presiones se muestra el aporte del rápido aumento del levantamiento y la falta de liberación de esfuerzos, no obstante se integro con los estudios de compactación (evaluando las velocidades de sedimentación y el aporte de sedimentos) y el análisis termal.

Los mayores valores de presión de poro y las mayores subsidencias muestran una tendencia hacia el NE del Campo con los pozos Cupiaga H11, H8 y H15 (Figuras 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72 y 73), la cual se correlaciona evidentemente con los resultados obtenidos para las tasas de sedimentación, flujos de calor (Figura 54), subsidencia tectónica. Por lo anterior se concluye que enmarcar adecuadamente el modelo geológico de la zona, hará entender el comportamiento de las

causas que generan sobrepresiones y su relación directa en las áreas con estas anomalías.

Para el planteamiento del modelo de presiones fue necesario tener en cuenta la tendencia de las tasas de sedimentación a nivel regional para la cuenca, basados en los pozos de referencia (Medina-1, Mirador-1A y Tocaria-2) trabajados anteriormente en la determinación de las mismas (Figura 76).

Existe una relación directa entre la presión, flujo de calor, tendencia de velocidades de sedimentación, sin embargo se debe tener en cuenta el marco estructural de la zona.

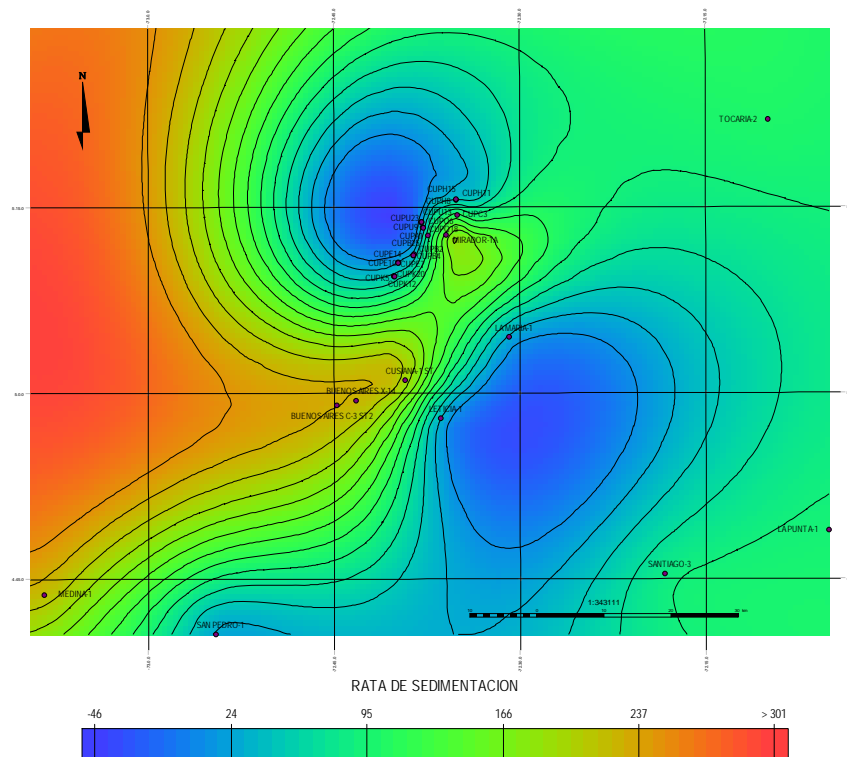


Figura 76. Comportamiento de la tasa de sedimentación en la cuenca.

El estudio sugiere que hacia la zona NW, NE y SW del campo Cupiagua, se presenta un incremento en los valores de presión dado a sus condiciones de sedimentación y valores de flujo de calor (Figura 77).

Hacia el foreland de la cuenca se presenta menores tasas de sedimentación donde la transferencia de calor es menor, debido a potentes espesores presentes, sugiriendo valores normales para la presión.

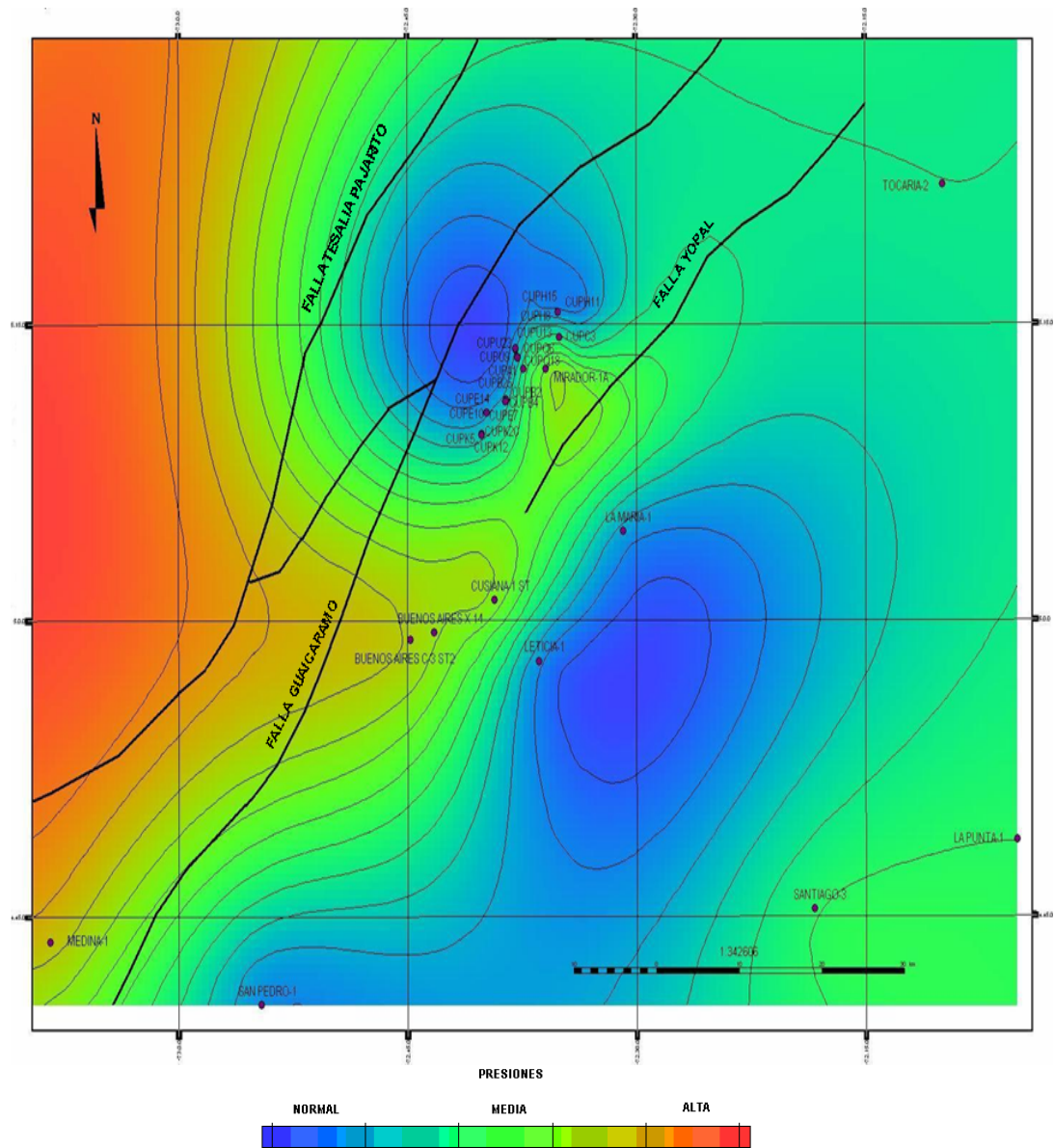


Figura 77. Modelo de presiones propuesto para la cuenca.

11. VALIDACIÓN DE LA METODOLOGÍA

Las presiones anormales pueden ser creadas por diferentes mecanismos. El entendimiento de estos mecanismos es importante para identificar donde pueden ocurrir. El 99% de las formaciones que presentan comportamientos de presiones anormales, son causados por las características de compactación de los sedimentos (MUÑOZ D. M.; Stafford Texas).

Para una apreciación total de los problemas de presiones anormales, se requiere un conocimiento profundo de la lito-estratigrafía, de las características estructurales y del gradiente geotermal. Si una gran cantidad de data esta disponible, pueden llevarse a cabo análisis estadísticos con la ayuda de mapas que muestran aspectos como TOC, flujo de calor y presión.

La metodología utilizada permitió:

- Tener una secuencia de los eventos geológicos.
- Evaluar los más importantes parámetros que influye en el estudio de los efectos de compactación para la generación de sobrepresión.
- Adecuarla a cuencas con características geológicas similares que presenten grandes volúmenes de arcilla, amplia distribución y uniformidad en la zona.

12. CONCLUSIONES

- Las características geoquímicas y el grado de evolución térmica para formación Carbonera la descartan como roca madre al encontrarse inmadura y presentar un contenido de materia orgánica predominantemente pobre. Por lo tanto procesos generadores de presiones anormales, no se deben a aspectos de transformación de la materia orgánica.
- El grado de inclinación de la pendiente obtenido para los registros de pozo, muestran una buena correlación con el grado de compactación, rata de sedimentación y porosidad en el área de estudio.
- Las tendencias normales de compactación están ligadas al comportamiento de las velocidades de sedimentación que muestran un incremento hacia los pozos Cupiagua H-11 y Mirador-1A, los cuales están localizados más cerca a la cordillera viéndose influenciados por el levantamiento, lo que genera un mayor aporte de sedimentos.
- Al determinar las tendencias para los principales eventos tectono-estratigráficos de la zona se obtuvo que la tasa de sedimentación para el Paleógeno es menor comparada con la del Neógeno, lo que permitió la correlación con las curvas de subsidencia.
- Para el Paleógeno la pendiente de la línea de tendencia normal presento una menor tasa de sedimentación permitiendo un mayor grado de compactación, mostrando una tendencia en la disminución de la porosidad con el incremento de la profundidad, donde la subsidencia de estas formaciones es menos pronunciada.
- La secuencia del Neógeno presento una mayor pendiente en la línea de tendencia normal, con un crecimiento en los valores del tiempo de transito y un aumento en la porosidad a medida que incrementa la profundidad, lo que conlleva a una elevación de la compactación como consecuencia a las altas tasas de

sedimentación a la que fue sometida la zona durante este periodo, principalmente asociada a la intensa actividad tectónica originada por el levantamiento de la Cordillera Oriental generando alto suministro de sedimentos.

- Al generar el mapa de variación de flujo de calor a partir de datos BHTs, se encontró que los valores aumentan hacia el Noreste de la región, al igual que el comportamiento de las ratas de sedimentación.
- Existe una relación inversa entre el espesor de las secuencias Post-Mioceno y los valores del flujo de calor calculado, de tal forma que los mayores valores se encuentran en donde dichas formaciones no fueron depositadas y los menores valores donde estas formaciones presentan los mayores espesores.
- El mayor aporte para la generación de sobrepresiones es debido a la influencia de los esfuerzos mecánicos principalmente los relacionados a los efectos de compactación y diagénesis de la roca como se pudo comprobar con el análisis de los registros de pozo y las curvas de subsidencia.
- Los mayores valores de presión de poro y las mayores subsidencias muestran una tendencia hacia el NE del Campo con los pozos Cupiagua H11, H8 y H15, la cual se correlaciona evidentemente con los resultados obtenidos para, tasas de sedimentación, flujos de calor, subsidencia tectónica. Por lo anterior se concluye que enmarcar adecuadamente el modelo geológico de la zona, hará entender el comportamiento de las causas que generan sobrepresiones y su relación directa en las áreas con estas anomalías.

13. RECOMENDACIONES

- No se descarta la posibilidad de la influencia de la falla (disipando o aportando energía), al encontrarse próxima al área de estudio.
- Estudiar las posibles relaciones existentes entre el comportamiento de las presiones anormales y el estado de generación de la roca fuente como método de apoyo en la exploración de hidrocarburos.
- Se recomienda el análisis de las formaciones mediante pruebas de laboratorio que permitan caracterizar los esfuerzos residuales, con el objetivo de correlacionarlos a las presiones a las cuales se vio sometida la cuenca.
- Para dar soporte al modelo de presiones planteado para la cuenca a nivel regional, se recomienda aplicar la misma metodología en campos cercanos al trabajado en esta investigación.

14. BIBLIOGRAFÍA

- BLANCO V Y OREJUELA C. 2004. Hidropirólisis Cinética Y Caracterización De Crudos Originales De La Formación Chipaque En El Piedemonte Llanero. (Trabajo en edición). Piedecuesta, Colombia.
- CARO, M. *Et al.*, 2004. Flujo Regional de Fluidos y Migración de Petróleo. ECOPETROL-ICP, Piedecuesta Colombia.
- COOPER, MA. “Basin Development and tectonic history of the eastern cordillera and Llanos basin, Colombia”, Bogotá - Colombia.
- DEMING, D. 1989. Application of bottom hole temperature correction in geothermal studies. Geothermic, Vol. 18 No. 5/6, pp. 775-786.
- DEMING, D; CHAPMAN D. 1989. Heat Flow in the UTA-Wyoming Thrust Belt From Analysis of Bottom Hole Temperature Data measured in Oil and Gas Wells. Journal of Geophysical research. Vol. 93. No. B11. Nov 88. pp. 13657-13672.
- DEMING D. 1994. Overburden rock, Temperature, and Heat flow. The petroleum system-from source to trap: AAPG Memoir 60. pp. 165-177.
- ECOPETROL – ICP, 1991. Proyecto Evaluación Geoquímica De La Cuenca De Los Llanos Orientales.
- ECOPETROL. ICP. División de Exploración y Producción. Well Review, Cusiana-Cupiagua BP, Noviembre 2001.

- FABRE, A. La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia), durante el Cretáceo y el Terciario Inferior. Geología Norandina. 1984, (8), Bogotá. P.21-61.
- FAJARDO, A, ROJAS L, CRISTANCHO J. 2000. Definición Del Modelo Estratigráfico En La Cuenca De Los Llanos Orientales Piedemonte Llanero. ECOPETROL, Piedecuesta.
- FONSECA R. A.; Cálculo aproximado de la tendencia normal de la presión de formación en las cuencas sedimentarias de los Llanos Orientales y Sábana de Bogotá, en función de registros eléctricos y/o algunos parámetros de perforación. 1983. Bogotá – UNAL.
- G. L.; 1995 “Pore Pressure Estimation from Velocity Data: Accounting for Overpressure Mechanisms besides Undercompaction”.
- GARCIA, D. SANCHEZ, C PARRA P, 2002. Modelo De Generación De Petróleo En El Valle Medio Del Río Magdalena. ECOPETROL, Piedecuesta, Colombia.
- GARCÍA, D.; MORA, 2002. “Geoquímica Orgánica Aplicada a la Exploración de Petróleo”, Colombia.
- GÓMEZ C, GONZÁLEZ G, 2002. Análisis del Gradiente geotérmico de las cuencas de Llanos Orientales y Valle medio del Magdalena, Piedecuesta – Colombia, ECOPETROL-UIS.
- Guide to Using the BasinMod1D Software Package. Basin Modeling with BasinMod 1D.
- <http://akbal.imp.mx:2003/Products/PDFs/01040300.pdf>
- [http:// www.grouphomepage.asp](http://www.grouphomepage.asp).
- JEAN PAUL MOUCHET AND ALAN MITCHELL. Abnormal Pressures While Drilling. Origins-Prediction-Detection-Evaluation.1989.

- JORGE MARTÍNEZ, 1975 Presiones Anormales. EMPRESA COLOMBINA DE PETRÓLEOS BOWERS.
- LEVIN F. K.; Geopressure. Society of Exploration Geophysicists. N-7, 1987. P. 3-229.
- LINARES R, FAJARDO A. 1999. Modelamiento Estructural De La Cordillera Oriental. Piedecuesta Colombia. ECOPETROL – ICP. p. 82-83.
- MAGARA, K. Compaction and Fluid Migration: Practical Petroleum Geology. Amsterdam: Elsevier, 1978 V9. P. 11-84.
- MAGOON, L. Y DOWN, W.1994. The Petroleum System-from source to trap: AAPG Memoir 60. p. 3 – 24.
- MARTÍNEZ, B. J. 1975. Presiones anormales: Empresa Colombiana de Petróleos (División de Explotación y Operaciones Asociadas).
- Pdf. Estratigrafía Fajardo-2000.
- Pdf. Well Review, Cusiana-Cupiagua BP-Noviembre 2001.
- Pdf. Wellbore Stability-AMOCO-2003.
- PHILIP A.; ALLEN J.R. BASIN ANALYSIS. Principles and Applications, second edition. 1990.
- PEÑALOSA, M. P.; RAMIREZ L. H. 1993. Determinación de historias de compactación, paleopresiones de poro y evolución termal. Implicaciones en el modelamiento de cuencas sedimentarias. Piedecuesta, ECOPETROL-ICP.
- SANMIGUEL E. A.; VILLARREAL O. L. Simulación De Los Procesos De Enterramiento Y De La Generación De Petróleo En El Área Central Del Piedemonte Llanero. 2005.

- TERZAGHI, K.; PECK, R. B. Soil Mechanics in Engineering Practice. 2 ed. New York: John Wiley and Sons, 1948. En MAGARA K. V.9. P. 47-50.
- TISSOT, B. ESPITELIE, J. 1975. Evolution Termique De La Matiere Organique Des Sediments: Applications D'une Simulation Mathematique. IFP.
- TISSOT, B. PELET, Y UNGERER, P. 1987. Termal History of Sedimentary Basin, Maturation Indices, and Kinetecs Od Oil And Gas Generation. Boletin AAPG. Vol. 75. Pág. 1445-1466.
- TISSOT, B.P., WELTE D.H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence. Springer-Verlang Berlin.
- TOUSSAINT, J. F. Evolución Geológica de Colombia. UNAL-Sede Medellín.
- Two-dimensional Models overpressure Modelling and pressure Behaviour. Part IV.

ANEXOS