Proyecto de Trabajo Especial de Grado

GENERACIÓN DE UN VOLUMEN DE GEOPRESIONES DEL CAMPO FRANQUERA, ESTADO TRUJILLO.

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Andrés Espeso.

TUTOR INDUSTRIAL: PhD. Jorge Reverón CO-TUTOR: Msc. Carmen Ferrebus

Autor:

Br. Borges, Jesús Andrés

Caracas, 2013

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Jesús Andrés Borges Laya, titulado

GENERACIÓN DE UN VOLUMEN DE GEOPRESIONES DEL CAMPO FRANQUERA, ESTADO TRUJILLO.

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios que conducen al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Jurado Yaraixa Pérez M.

Thonny IMEZA

Prof. Jurado Ronny Meza

Tutor Andres Espeso Prof

DEDICATORIA

A mi madre...

AGRADECIMIENTOS

A mi madre por su lucha constante durante toda su vida para y por su familia.

A la ilustre Universidad Central de Venezuela que por años me permitió estar entre sus pasillos, aulas y jardines, para crecer y aprender, gracias por ser como un segundo hogar.

Gracias infinitas a mis tutores Prof. Andres Espeso, Carmen Ferrebus y Jorge Reverón, por apoyarme y ayudarme durante todo el proyecto, sin Uds. no hubiese sido posible culminarlo. Gracias nuevamente.

A Halliburton - Landmark que me brindo la oportunidad y confianza para llevar adelante este proyecto, además de facilitarme los *softwares* DecisiónSpace Desktop, OpenWorks R5000, Well Seismic Fusion, Drillworks entre otros para poder realizar este trabajo.

A PDVSA - Intevep y todo el personal en general del Centro de Procesamiento de Datos Geofísicos que brindo la oportunidad de utilizar sus instalaciones, equipos y datos para hacer este trabajo, además de siempre sugerir ideas y transferir conocimientos.

Al personal de Halliburton - Landmark que desde el primer día apoyaron y ayudaron en lo posible para realizar este trabajo incluyéndome en el día a día de sus vidas laborales como parte del equipo Landmark.

A todos Gracias....

Borges L. Jesus A.

GENERACIÓN DE UN VOLUMEN DE GEOPRESIONES DEL CAMPO FRANQUERA, ESTADO TRUJILLO.

Tutor Académico: Prof. Andrés Espeso, Cotutor: Msc. Carmen Ferrebus, Tutor Industrial: PhD Jorge Reverón

Palabras Claves: PRESIÓN DE PORO, PRESIÓN HIDROSTÁTICA, PRESIÓN EFECTIVA, SÍSMICA, COMPACTACIÓN DE ROCAS, CARGA LITOSTÁTICA.

RESUMEN

A través de la información ofrecida por el modelo 1D de presión de poro realizado con 3 pozos del área y de horizontes interpretados, se generó un volumen de presión de poro del Campo Franquera, ubicado al sureste de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Haciendo uso de gráficos cruzados de registros de pozo se determinó el posible mecanismo generador de presiones anormales en la Formación Paují. El modelo 1D de presión de poro se obtuvo a partir de registros de pozo y la estimación de curvas de compactación normal. La predicción de presión de poro y las curvas de compactación normal se realizó siguiendo la técnica de Bowers (1995).

Una vez culminada la calibración sísmica y la interpretación de horizontes, se generó un modelo de velocidades. Luego, se obtuvo un volumen de densidad y sobrecarga a partir de los cuales se generó un cubo de presión de poro del área en estudio, sujeto a los parámetros obtenidos en el modelo 1D y los horizontes interpretados.

Se concluyó que en el Campo Franquera el comportamiento de la presión de poro es hidrostática hasta la Formación Lagunillas a partir de la cual, se observa una zona de transición incrementando la presión hasta la Formación Paují donde se evidencia la presencia de presión anormal de poro, determinándose que el posible mecanismo generador de dichas presiones anormales es expansión de fluidos.

TABLA DE CONTENIDO

CAP	ÍTULO I
11	ITRODUCCIÓN1
1.1	El problema1
1.2	Objetivo2
1.2.1	Objetivo General2
1.2.2	Objetivos Específicos2
1.3	Justificación2
1.4	Ubicación del área en estudio3
CAP	ÍTULO II
N	IARCO GEOLÓGICO
2.1	Límites y ubicación de la Cuenca del Lago de Maracaibo5
2.2	Características estructurales5
2.3	Evolución tectónica-estructural de la Cuenca del Lago de Maracaibo6
2.4	Fase tensional, distención, rotación de bloques, inversión estructural y fase
compi	
2.5	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo
2.5 2.5.1	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo
 2.5 2.5.1 2.5.2 	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo
 2.5 2.5.1 2.5.2 2.5.3 	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo
2.5 2.5.1 2.5.2 2.5.3 2.5.4	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo
2.5 2.5.1 2.5.2 2.5.3 2.5.4 CAP	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo
2.5 2.5.1 2.5.2 2.5.3 2.5.4 CAP	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo
2.5 2.5.1 2.5.2 2.5.3 2.5.4 CAP N 3.1	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo 18 Triásico – Jurásico 18 Cretácico 18 Paleoceno - Eoceno 20 Mioceno 21 ÍTULO III 23 IARCO TEÓRICO 23 Proceso de compactación 23
2.5 2.5.1 2.5.2 2.5.3 2.5.4 CAP N 3.1 3.1.1	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo18Triásico – Jurásico18Cretácico18Paleoceno - Eoceno20Mioceno21ÍTULO III23IARCO TEÓRICO23Proceso de compactación24
2.5 2.5.1 2.5.2 2.5.3 2.5.4 CAP N 3.1 3.1.1 3.1.1	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo18Triásico – Jurásico18Cretácico18Paleoceno - Eoceno20Mioceno21ÍTULO III23IARCO TEÓRICO23Proceso de compactación23Compactación normal24Compactación anormal24
2.5 2.5.1 2.5.2 2.5.3 2.5.4 CAP N 3.1 3.1.1 3.1.1 3.1.2 3.1.3	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo18Triásico – Jurásico18Cretácico18Paleoceno - Eoceno20Mioceno21ÍTULO III23IARCO TEÓRICO23Proceso de compactación23Compactación normal24Compactación química25
2.5 2.5.1 2.5.2 2.5.3 2.5.4 CAP N 3.1 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.2	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo18Triásico – Jurásico18Cretácico18Paleoceno - Eoceno20Mioceno21ÍTULO III23IARCO TEÓRICO23Proceso de compactación23Compactación normal24Compactación anormal24Compactación química25Presión litostática o de sobrecarga26
2.5 2.5.1 2.5.2 2.5.3 2.5.4 CAP N 3.1 3.1.1 3.1.2 3.1.3 3.2 3.3	Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo18Triásico – Jurásico18Cretácico18Paleoceno - Eoceno20Mioceno21ÍTULO III23IARCO TEÓRICO23Proceso de compactación23Compactación normal24Compactación anormal24Compactación química25Presión litostática o de sobrecarga26Curva de compactación normal28

3.5	Presión de poro, esfuerzo efectivo y ecuación de Terzaghi				
3.6	Causas de presiones anormales				
3.6.1	Subcompactación	30			
3.6.2	Expansión de fluidos	30			
3.6.3	Efecto tectónico	34			
3.6.4	Diferencia de densidad (<i>Buoyancy</i>)	34			
3.6.5	Transferencia de presión	35			
3.7	Predicción de presiones anormales y sus métodos	35			
3.7.1	Métodos para predicción de presiones de poro a partir de resistividad	37			
3.7.1.1	Método de Eaton	37			
3.7.2 tiempo	Métodos para predicción de presiones de poro a partir de velocidad interválica o de tránsito.	ну 39			
3.7.2.1	Método de Eaton	39			
3.7.2.2	2 Método de Bowers	39			
CAP	ÍTULO IV	43			
N	1ETODOLOGÍA	43			
4.1	Tipo de investigación	43			
4.2	Esquema metodológico general	43			
4.3	Equipos y herramientas utilizadas	44			
4.4	Levantamiento sísmico utilizado	45			
4.5	Determinación del modelo de presión de poro	45			
4.5.1	Carga y control de calidad de los datos.	45			
4.5.2	Identificación del mecanismo generador de presiones anormales	50			
4.5.3 estima	Determinación del gradiente de sobrecarga, tren de compactación normal nción de la presión de poro.	y 51			
4.6	Interpretación de elementos sísmico – estructurales.	53			
4.6.1	Calibración sísmica - pozo	53			
4.6.2	Interpretación sísmica - estructural	57			
4.7	Obtención de un modelo de velocidades e integración de elementos estructurales.	59			
4.8	Metodología para generar un volumen de presión de poro.	65			
CAP	ÍTULO V	69			

	RESULTADOS y ANÁLISIS	69
5.1	Análisis del modelo 1D de presión de poro	69
5.2	Análisis de los elementos estructurales del área en estudio	76
5.3	Análisis del modelo de velocidades.	80
5.4	Análisis de volumen de presión de poros y densidad	83
C	CONCLUSIONES	88
B	BIBLIOGRAFIA	
A	ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. LOCALIZACIÓN CAMPO FRANQUERA EN LA CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO. (MODIFICADO DEL INFORME
TÉCNICO PLAN DE DESARROLLO CAMPO FRANQUERA, PDVSA 2008)
FIGURA 2. (A) ELEMENTOS ESTRUCTURALES MAYORES DE LA CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO. (TOMADO DE GERENCIA
de Estudios integrados Barua – Motatán (2002)), (b) Mapa estructural en el occidente de Venezuela
Tomado de González L. 2004)
FIGURA 3. REPRESENTACIÓN DE LAURENCIA Y GONDWANA CON LA DEMARCACIÓN DE LA SUTURA ENTRE AMBAS EN EL PRE-
Triásico (Tomado de Ghosh et al., 1995)
Figura 4. Migración del frente de deformación del Caribe hacia el este-sureste en Venezuela Occidental y
sedimentación epi/perisutural asociada durante Paleoceno-Eoceno. (Tomado de Well Evaluation
Conference. Singer, 1997)9
Figura 5. Reconstruccion tectónica del norte de Suramérica durante el Paleoceno-Eoceno temprano
(Tomado de Escalona, 2003)
FIGURA 6. RECONSTRUCCION TECTÓNICA DEL NORTE DE SURAMÉRICA DURANTE EL EOCENO MEDIO – TARDÍO (TOMADO
de Escalona, 2003)
Figura 7. Reconstruccion tectónica del norte de Suramérica durante el Eoceno tardío – Oligoceno
(Tomado de Escalona, 2003)13
FIGURA 8. DIAGRAMAS ESQUEMÁTICOS TRIDIMENSIONALES MOSTRANDO LA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y ESTRATIGRÁFICA
del área de estudio desde el Jurásico hasta el presente. (Tomado de Escalona, 2003) 14
Figura 9. Representación de calizas cretácicas después de la colisión y rotación horaria. Dualidad
ESTRUCTURAL Y EFECTO BOOKSHELF EN LA CUENCA DE MARACAIBO (TOMADO DE JARAMILLO ET AL., 2007) 17
FIGURA 10. RECONSTRUCCIÓN TECTÓNICA DE BLOQUES DEL BASAMENTO Y MAPA PALEOGEOGRÁFICO DEL NORTE DE
Suramérica durante el Cenomanience (Modificado de Mann. 2006).

FIGURA 11. TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA CON LA UBICACIÓN DE LAS SUPERSECUENCIAS Y SECUENCIAS (TOMADO DE
Parnaud et al., 1995)
FIGURA 12. REPRESENTACIÓN DEL PROCESO DE COMPACTACIÓN NORMAL (MODIFICADO DE SANTOS Y TOLEDO, 2009).
FIGURA 13. REPRESENTACIÓN DEL PROCESO DE COMPACTACIÓN ANORMAL (MODIFICADO DE SANTOS Y TOLEDO, 2009)
Figura 14. Esquema de la presión de sobrecarga ejercida sobre una formación (Modificado de PDVSA,
2005)
FIGURA 15. CURVA VIRGEN Y DE DESCARGA DE BOWERS (1995)
FIGURA 16. DIAGRAMA ESQUEMÁTICO CARTESIANO PARA COMPACTACIÓN NORMAL Y DESCARGA (UNLOADING) DE UNA
ROCA ARCILLOSA DE ACUERDO A LOS PRINCIPIOS GEOMECÁNICOS (TOMADO DE GOULTY Y RAMDHAN 2012) 32
FIGURA 17. GRÁFICO CRUZADO VELOCIDAD-DENSIDAD QUE ILUSTRA LAS POSIBLES TENDENCIAS EN EL COMPORTAMIENTO
DE LAS FORMACIONES ARCILLOSAS O LUTITICAS POR EL EFECTO DE LAS CONDICIONES DE TEMPERATURA Y
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA (TOMADO DE SWARBRICK, 2012)
FIGURA 18. EXPRESIÓN DE PRESIONES ANORMALES EN REGISTROS DE POZO (MODIFICADO DE ACOSTA, 2001)
FIGURA 19. PRESIÓN HIDROSTÁTICA, PRESIÓN DE PORO, ESFUERZO DE SOBRECARGA Y ESFUERZO EFECTIVO EN UN POZO. 37
FIGURA 20 ESTADO DE LOS ESFUERZOS ANTES Y DESPUÉS DE LA PERFORACIÓN (MODIFICADO DE PDVSA, 2005)
FIGURA 21. ESQUEMA METODOLÓGICO GENERAL
FIGURA 22. DIMENSIÓN DE LA COBERTURA SÍSMICA DISPONIBLE EN EL ÁREA DE ESTUDIO
FIGURA 23. REGISTROS (IZQUIERDA A DERECHA) RESISTIVIDAD, GAMMA RAY, SÓNICO Y DENSIDAD (POZO FRA0008) 46
FIGURA 24. HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS POZO FRA0001
FIGURA 25. HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA DEL POZO FRA0002
FIGURA 26. ESPECTRO DE FRECUENCIA DE LA SÍSMICA ALREDEDOR DE LOS TRES POZOS CONTROL QUE EVIDENCIA UNA
FRECUENCIA DOMINANTE DE 21 HZ APROXIMADAMENTE
FIGURA 27. VELOCIDAD SÓNICA, INTERVÁLICA Y TWT
FIGURA 28. GRÁFICOS DENSIDAD VS VELOCIDAD DE LOS POZOS CONTROL FRA001, FRA002 Y FRA008 (COLUMNA
GEOLÓGICA TOMADA DE PDVSA 2008)
FIGURA 29. ESFUERZO DE SOBRECARGA (OBG) EN EL POZO FRA0008
FIGURA 30. LÍNEAS DE LUTITAS Y CURVA FILTRADA SOBRE REGISTRO SÓNICO.
Figura 31. Derecha: Tren de compactación normal . Izquierda: estimación de la presión de poro del pozo
FRA0008
FIGURA 32. UBICACIÓN POZOS CONTROL UTILIZADOS PARA SEGUIR EL FLUJO DE TRABAJO PLANTEADO EN LA
METODOLOGÍA

FIGURA 34. FLUJO DE TRABAJO PARA LA INTERPRETACIÓN - SÍSMICA
Figura 35. Fallas consideradas para verificar la posible influencia en la distribución de geopresiones y
DELIMITACIÓN ESTRUCTURAL
Figura 36. Sección AA'
FIGURA 37. HORIZONTES INTERPRETADOS EN EL DOMINIO DEL TIEMPO
Figura 38. Límites geográficos para obtener el modelo de velocidades en el programa DecisionSpace®
DESKTOP
Figura 39. Parámetros y resolución para obtener el modelo de velocidades en el programa DecisionSpace®
DESKTOP
FIGURA 40. ELEMENTOS ESTRUCTURALES INCLUIDOS EN FLUJO DE TRABAJO PARA OBTENER EL MODELO DE VELOCIDADES EN
EL PROGRAMA DECISIONSPACE® DESKTOP
Figura 41. Módulo <i>Frame Work to Fill</i> [™] para gestionar elementos estructurales incluidos en flujo de
TRABAJO PARA OBTENER EL MODELO DE VELOCIDADES EN EL PROGRAMA DECISIONSPACE® DESKTOP
Figura 42. Volumen de velocidades RMS de procesamiento sísmico usado en la obtención del modelo de
VELOCIDADES
FIGURA 43. VELOCIDADES INTERVÁLICAS Y RMS DEL POZO FRAO008 INCLUIDO EN EL FLUJO DE TRABAJO PARA OBTENER
EL MODELO DE VELOCIDADES EN EL PROGRAMA DECISIONSPACE® DESKTOP
Figura 44. Marcadores estratigráficos incluidos en el flujo de trabajo para obtener el modelo de
VELOCIDADES EN EL PROGRAMA DECISIONSPACE® DESKTOP
FIGURA 45. PARÁMETROS (A Y B) Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES (HORIZONTES INTERPRETADOS) USADOS PARA ESTIMAR EL
VOLUMEN DE DENSIDAD
FIGURA 46. CURVAS DE DENSIDAD RHOB Y SINTÉTICAS DEL POZO FRA0002.
FIGURA 47. CALCULO DE ESFUERZO DE SOBRECARGA
FIGURA 48. GENERACIÓN DEL VOLUMEN DE PRESIÓN DE PORO
FIGURA 49. ANÁLISIS DE GRÁFICOS CRUZADOS DE VELOCIDAD Y DENSIDAD DE LOS POZOS FRA0001, FRA0002 Y
FRA0008
FIGURA 50. DETERMINACIÓN DE MECANISMO GENERADOR DE GEOPRESIONES (MODIFICADO DE SAWARBRICK, 2012). 70
FIGURA 51. ANÁLISIS DE LOS REGISTROS SÓNICO, RESISTIVIDAD Y DENSIDAD DEL POZO FRA0001
Figura 52. Curvas de compactación normal (curvas rojas) frente la respuesta del registro sónico frente a
LAS LUTITAS (CURVAS AZULES) POZOS FRA001, FRA002 Y FRA000872
FIGURA 53. MODELO 1D DE PRESIÓN DE PORO EN POZOS FRA0001, FRA0002 Y FRA0008
FIGURA 54. ANÁLISIS DE PRESIÓN DE PORO EN POZO FRA000175
FIGURA 55. PRESIÓN DE PORO EN POZOS FRA0002 Y FRA000876
FIGURA 56. CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL DEL ÁREA EN ESTUDIO

FIGURA 57. COEFICIENTES DE CORRELACIÓN Y ONDÍCULAS EXTRAÍDAS DE LA SÍSMICA EN LOS POZOS FRA0001, FRA0002
Y FRA0008
FIGURA 58. TOPE DE LA FORMACIÓN MISOA Y FALLAS PREPONDERANTES EN EL ÁREA
FIGURA 59. ATRIBUTO DIP APLICADO SOBRE TOPE DE FORMACIÓN MISOA
FIGURA 60. VELOCIDADES CALCULADAS A PARTIR DEL TIRO DE VERIFICACIÓN Y EL MODELO 3D, ADEMÁS DE LAS
CORRESPONDIENTE DIFERENCIA DE PROFUNDIDAD A LO LARGO DEL RECORRIDO DEL POZO FRA0008
FIGURA 61. MODELO 3D DE VELOCIDADES DEL ÁREA EN ESTUDIO
FIGURA 62. VELOCIDADES EN FORMACIONES GEOLÓGICAS Y DESCRIPCIÓN DE LA LITOLOGÍA DOMINANTE (MODIFICADO DE
PDVSA 2004)
FIGURA 63. MODELO 3D DE VELOCIDADES DEL ÁREA EN ESTUDIO
FIGURA 64. PERFIL SÍSMICO CON DESPLIEGUE DE VELOCIDADES SOBRE TODO EL ALCANCE DEL PERFIL Y CURVAS DE
VELOCIDAD Y PRESIÓN DE POROS EN LOS POZOS FRA0001, FRA0002 Y FRA0008 EXTRAÍDOS DE LOS MODELOS
3D
FIGURA 65. CURVAS GENERADAS USANDO LA ECUACIÓN DE GARDNER COMPARADAS CON EL REGISTRO DE DENSIDAD DEL
POZO FRA0002
FIGURA 66. VOLÚMENES DE DENSIDAD (IZQUIERDA) Y SOBRECARGA (DERECHA)
FIGURA 67. VOLUMEN DE PRESIÓN DE PORO CORRESPONDIENTE AL CAMPO FRANQUERA
FIGURA 68. VOLUMEN DE PRESIÓN DE POROS Y CROMATOGRAFÍA DE GAS EN FORMACIÓN LAGUNILLAS

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

1.1 El problema

La Cuenca del Lago de Maracaibo es una de las más importantes de Venezuela en términos de producción de hidrocarburos y extensión. Está limitada por la Sierra de Perijá al oeste y el flanco occidental de Los Andes y la Serranía de Trujillo al este, ocupa una depresión tectónica de unos 52.000 kilómetros cuadrados de extensión, donde se han acumulado más de 10.000 metros de espesor de sedimentos cuyas edades se extienden desde el Jurásico hasta el Reciente; constituye la cuenca petrolífera más rica de América del Sur.

Tectónicamente se relaciona con el levantamiento post-Eoceno de la Sierra de Perijá y de la Cordillera de Los Andes (Código Geológico de Venezuela 2007). La mayor parte de la producción de la Cuenca ha venido de la zona del Lago, pero en los últimos años la exploración y la explotación se ha extendido hacia la zona de tierra, principalmente la región suroriental, donde se han encontrado importantes volúmenes de reservas. En esta región está ubicado el Campo Franquera, con poco tiempo de operación, aproximadamente en 8 años en el cual se han perforado 10 pozos.

Desafortunadamente durante la perforación de los pozos se han contabilizado un número importante de incidentes, los hoyos han sufrido derrumbes y los revestidores deformación, debido a cambios de esfuerzos, sobrepresiones, litología poco competente y desplazamiento de bloques. Esta situación genera costos de re-perforación o de perforación de nuevos pozos causando retrasos en la puesta en producción de los pozos. Petróleos de Venezuela Sociedad Anónima (PDVSA), actualmente está desarrollando modelos geomecánicos 1D para solucionar los problemas de estabilidad de hoyos, pero los mismos están limitados a la predicción puntual y exclusivamente vertical de las presiones alrededor de los pozos desconociéndose su comportamiento lateral en zonas más alejadas donde se perforarían nuevos pozos. Esto hace necesario contar con un volumen tridimensional de geopresiones calibrado con la información de pozos, que contribuya en cualquier parte del campo a asegurar la estabilidad de hoyo de futuros pozos.

Este trabajo de grado se centra en generar un cubo de geopresiones que contribuya a conocer la distribución lateral y vertical de presiones de poro y mitigar los problemas de estabilidad de hoyo en el campo Franquera durante y después de la perforación de los pozos, utilizando herramientas modernas que permiten cuantificar presiones de poro como DecisionSpace® Desktop y Drillworks ® de la empresa Halliburton-Landmark. La metodología implementada incluye: calibración de sísmica-pozos, interpretación sísmica estructural, elaboración de modelo 1D de presiones de poro, generación de modelo de velocidades y generación de volumen de geopresiones.

1.2 Objetivo

1.2.1 Objetivo General

• Generar un cubo de geopresiones del Campo Franquera ubicado en la Cuenca Petrolífera de Maracaibo, Estado Trujillo.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Determinar modelos 1D de geopresiones en pozos de control.
- Elaborar modelo sísmico-estructural del área en estudio.
- Obtener modelo de velocidades 3D.
- Integrar información de pozos, modelo de velocidades 3D y modelo 1D de geopresiones del área en estudio.

1.3 Justificación

El frecuente derrumbe de pozos en el área en estudio, amerita que se realicen estudios geo-científicos para lograr una caracterización que permita planificar la explotación del

campo minimizando los incidentes relacionados con la estabilidad de hoyo. Para ello es imperioso actualizar el modelo sísmico estructural del área utilizando los datos adquiridos en los últimos años, generar un volumen de geopresiones y estudiar los efectos de los esfuerzos en el área. De esta manera se podrá explicar la respuesta de la formación al desequilibrio causado por las operaciones de perforación y producción permitiendo planificar operaciones en un futuro que permita aminorar la probabilidad de derrumbes en los nuevos pozos.

Por otra parte, no solo hallar un volumen de geopresiones del área en estudio permitirá planificar mejor la explotación de los yacimientos, sino también determinar el mecanismo que genera las anomalías que provocan el comportamiento anormal de presión a profundidad. Este mecanismo podría implicar fenómenos químicos que pueden ser considerados al momento de elegir métodos y materiales en el proceso de perforación.

1.4 Ubicación del área en estudio.

El área de Franquera se encuentra ubicada al sureste del parcelamiento Tomoporo, específicamente 6 Kilómetros al este de la Costa del Lago de Maracaibo (Figura 1), esta área cuenta con diez pozos perforados y completados. Geológicamente, está situado en el bloque deprimido de la Falla Pasillo 1, la cual limita el área hacia el oeste con el yacimiento Eoceno B Superior VLG-3729. Las actividades de perforación iniciaron el 24 de Junio del año 2004. Un pozo exploratorio se perforó para evaluar la prospectividad de las arenas de las formaciones presentes. La perforación alcanzó una profundidad de 19.090 pies, por lo cual únicamente se logró evaluar hasta las arenas de edad Eoceno de las Formaciones Paují (Arenas Básales) y Misoa (desde arenas B-Superior hasta C-Superior) (PDVSA, 2008).



Figura 1. Localización campo Franquera en la Cuenca del Lago de Maracaibo. (Modificado del informe técnico Plan de desarrollo campo Franquera, PDVSA 2008)

CAPÍTULO II marco geológico

2.1 Límites y ubicación de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

La Cuenca del Lago de Maracaibo está situada al noroeste de Venezuela, cubriendo un área total de 52.000 Km², correspondiente en su mayor parte al estado Zulia y extensiones menores de los estados Táchira, Mérida y Trujillo. Estructuralmente se encuentra limitada por la falla de Oca al norte, la Sierra de Perijá al oeste, la Serranía de Trujillo al este y el flanco occidental de los Andes Venezolanos al sur-sureste. Topológicamente se extiende sobre toda el área ocupada por las aguas del Lago de Maracaibo y los terrenos planos suavemente ondulados que la circundan.

2.2 Características estructurales.

La Cuenca del Lago de Maracaibo es considerada una cuenca intracratónica estable a pesar del continuo movimiento de la falla de Boconó, entre otras, limitada por placas activas. La mayor parte del aporte de sedimentos que se depositaron en la Cuenca tiene su origen en la erosión e influencia de la orogénesis andina del Neógeno al sur y este de la Cuenca y la orogénesis de la Sierra de Perijá hacia el oeste. La Cuenca está limitada por tres sistemas de fallas que triangulan su extensión y superficie la cuales son la Falla de Boconó al este y sureste, el sistema de la falla de Santa Marta al oeste y suroeste y el sistema de falla de Oca hacia el norte (Figura 2b) (Jaramillo et al., 2007).

En otros términos, la Cuenca del Lago de Maracaibo está enmarcada por tres alineamientos orogénicos mayores: la Sierra de Perijá al oeste, Los Andes de Mérida al sureste y la Serranía de Trujillo al este, completando con el sistema de la falla de Oca en el norte. Estos elementos tectónicos mayores fueron calificados por González de Juana et al., (1980) como "Cinturones Móviles".

Dentro de los cinturones móviles se desarrolla un amplio sinclinorio y dentro del mismo se conocen diversos alineamientos tectónicos, subparalelos al elemento tectónico mayor cercano. En la Cuenca del Lago de Maracaibo, los ejes y las fallas más importantes tienen una fuerte componente norte, tal como se aprecia en el alineamiento La Paz-Mara o la falla de Icotea y el anticlinal de Misoa-Mene Grande - Motatán, subparalelos a la Sierra de Perijá (Figura 2) (González de Juana et al., 1980).



Figura 2. (a) Elementos estructurales mayores de la Cuenca del Lago de Maracaibo. (Tomado de Gerencia de Estudios integrados Barua – Motatán (2002)), (b) Mapa estructural en el occidente de Venezuela Tomado de González L. 2004).

2.3 Evolución tectónica-estructural de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

La evolución geológica del occidente de Venezuela está compuesta por 6 supersecuencias (A, B, C, D, E y F) contadas desde el Jurásico hasta el Reciente, limitadas por discordancias evidenciando la dinámica evolución de las cuencas en el Mesozoico-Cenozoico (Parnaud et al., 1995).

Sin embargo, a parte de la configuración de las 6 supersecuencias existió un primer megaciclo conocido como la Compresión Paleozoica. Aun cuando la historia del pre-Jurásico es poco conocida, dentro de las unidades Paleozoicas que afloran en los Andes venezolanos y colombianos se pueden distinguir varios eventos de deformación. Estos eventos podrían estar asociados tanto a la orogénesis del Precámbrico tardío como a la del Paleozoico tardío (Bartok et al., 1981). Estos eventos influyeron sobre la configuración actual de la Cuenca del Lago de Maracibo y sobre el arreglo estructural presente (Garbán y Llanos, 2000).

El Pre – Tríasico en la Cuenca del Lago de Maracaibo se puede dividir en dos provincias tectónicas, a partir de la zona de fallas Icotea – Urdaneta la cual corresponde a una posible zona de sutura entre Laurencia y Gondwana durante la convergencia Permo – Carbonífera (Figura 3). La provincia Sierra de Perijá al oeste y la provincia Centro Lago – Flanco Norandino al este (Bartok et al., 1981).



Figura 3. Representación de Laurencia y Gondwana con la demarcación de la sutura entre ambas en el Pre-Triásico (Tomado de Ghosh et al., 1995).

Retomando la configuración de las 6 supersecuencias de acuerdo con Parnaud et al., 1995, se encuentra la supersecuencia A que marcó la separación (*rifting*) entre el Norte y Sur de América, conocida como la Apertura Jurásica. Se piensa que gran parte de las estructuras Jurásicas se originaron a partir de cabalgamientos Paleozoicos en forma de despegues extensionales. Las direcciones de los alineamientos distensivos van a influir ampliamente en deformaciones posteriores, donde estos alineamientos representan estructuras importantes que fueron reactivadas por transpresión, transtensión e inversión como las fallas Lama-Icotea, Urdaneta, Ceuta, Pueblo Viejo, etc. (Garbán y Llanos, 2000).

La apertura del Proto-Caribe tuvo una influencia determinante en la formación de estructuras tipo graben (Andes, Perijá y el Lago de Maracaibo). Todos estos, fueron rellenados en el Jurásico por sedimentos volcánicos de diversa índole, calizas de invasiones marinas y sedimentos continentales tipo capas rojas evidenciadas en la Formación La Quinta (Yoris et al., 1996). El comienzo de la sedimentación en la Cuenca del Lago de Maracaibo se caracteriza por una transgresión marina de considerable extensión territorial (González de Juana et al., 1980).

Después del periodo Jurásico se desarrolló un periodo de tranquilidad tectónica donde comienza la supersecuencia B, formada en un periodo de margen pasivo controlada por el sistema de fallas de los "grábenes" jurásicos estabilizándose durante el Cretácico Temprano al Cretácico Tardío en un escenario de Subsidencia Termal Cretácica (De Toni et al., 1994), donde se depositó el Grupo Cogollo en un extenso mar epicontinental transgresivo, como se puede evidenciar en los sedimentos clásticos arenosos de la Formación Río Negro (Yoris et al., 1996).

Durante el Cenomaniense - Santoniense se depositó la máxima cobertura marina formándose los ambientes euxínicos pertenecientes a la Formación La Luna y los ambientes oxigenados de la Formación Capacho. Después de alcanzar la máxima transgresión característica de la Formación La Luna, comienza un ciclo regresivo el cual conserva el ambiente marino y está evidenciado por las capas glauconíticas y fosfáticas del Miembro Tres Esquinas de la Formación La Luna, luego se depositaron las lutitas de la Formación Colón la cual cambia transicionalmente a la Formación Mito Juan.

La supersecuencia C marca la transición a un régimen compresivo en el Cretácico Tardío y Paleoceno (Parnaud et al., 1995), determinado por margen activo al oeste y pasivo al

este. La colisión al oeste de la placa Caribe con la placa Suramericana, transforma el margen pasivo en activo creando así una cuenca antepaís en la zona de Perijá (Garbán y Llanos, 2000).

En el Paleoceno – Eoceno, La Cuenca del Lago de Maracaibo sufrió finalmente el efecto de la colisión paulatina del frente de deformación asociado al choque de la Placa Caribe con Sudamérica (Figura 4). Por su complejidad, se han resumido asociaciones de nombres formacionales genéticamente relacionadas como "eventos"; cada "evento" lleva el nombre de la unidad más distintiva o que representa el inicio de la sedimentación del conjunto. Hacia el noroeste de la Placa Suramericana, la colisión oblicua del arco de las Antillas Menores provocó una sucesiva generación de escamas tectónicas (napas) con convergencia hacia el sur y sureste, controlando la sedimentación de Formaciones como Trujillo y Morán, de carácter turbidítico. En cambio, al norte y oeste de la Cuenca del Lago de Maracaibo al inicio del Paleoceno, la Formación Guasare representa ambientes más someros y que reflejan una mayor lejanía de los frentes de deformación, previamente a la instalación de los ambientes paludales (Singer, 1997).



Figura 4. Migración del frente de deformación del Caribe hacia el este-sureste en Venezuela Occidental y sedimentación epi/perisutural asociada durante Paleoceno-Eoceno. (Tomado de Well Evaluation Conference. Singer, 1997)

La progresiva y oblicua acreción del terreno Caribe contra el borde septentrional de la placa Suramericana es conocida como la Compresión Caribe. La deformación asociada produjo el emplazamiento de las napas de Lara, generando nuevas antefosas (De Toni et al., 1994). La supersecuencia D se manifiesta en el emplazamiento de las napas de Lara, comienza al norte de la Cuenca del Lago de Maracaibo a finales del Paleoceno. Estas napas gradualmente se solaparon hacia el este formando una nueva cuenca antepaís (*foreland*) (Parnaud et al., 1995). Un alto periférico se forma en el área central de la Cuenca y migra hacia el sur como respuesta del avance de la franja de corrimientos ubicada al nor-noroeste de la Cuenca. Rocas del Eoceno Temprano terminan en *onlap* sobre el alto periférico. Fallas con rumbo N-NE (fallas de Icotea y Pueblo Viejo) son reactivadas como fallas transcurrentes sinestrales formando cuencas pull-apart a lo largo de sus trazas, permitiendo acortamiento en la dirección NW. El márgen de la plataforma estaba ubicado a lo largo de la falla de Burro Negro en el márgen oeste de las actual Serranía de Trujillo, paralelo a la Costa Oriental del Lago (Figura 5) (Escalona, 2003).



Figura 5. Reconstruccion tectónica del norte de Suramérica durante el Paleoceno-Eoceno temprano (Tomado de Escalona, 2003).

La mayor parte de la sección deltaica Paleoceno - Eoceno fue derivada de la erosión de altos emergentes ubicados al noreste de lo que hoy en día es el área del Lago de Maracaibo y depositadas en una cuenca antepaís (*foreland*) asimétrica formada por el sobrecorrimiento hacia el sur y sureste de la Placa del Caribe dentro del margen pasivo suramericano (Lugo y Mann, 1995).

En el Eoceno medio - tardío finaliza la carga tectónica en el centro y sur de la Cuenca del Lago de Maracaibo, produciendo una discordancia regional por rebote tectónico. El frente de corrimientos comienza a moverse hacia el sureste, y es limitado al oeste por la falla de Burro Negro, en el noreste de la Cuenca. Esta falla, heredada como falla de transferencia durante el Jurásico, actúa como rampa lateral con movimiento transcurrente destral.

Un depocentro se forma a lo largo de las trazas de las fallas de Burro Negro y Pueblo Viejo. También, depocentros fueron formados al frente de la franja de corrimientos, la cual se desplazó hacia el sureste alrededor de 400 km. Simultáneamente, plegamiento y levantamiento de las rocas Paleocenas y Eocenas en frente de la franja de corrimientos sirve como fuente adicional de sedimentos a los depocentros ubicados al suroeste, sur y suroeste.

La región de Barinas subside como respuesta a la carga tectónica causada por el frente de las napas de Lara. El alto periférico está ubicado al sur al igual que la fuente de sedimentos (Figura 6) (Escalona, 2003).

Durante el Eoceno Tardio - Oligoceno la colisión de la placa Caribe se reorienta hacia el SE-E debido a escape tectónico, produciéndo fallamiento transcurrente destral. El plegamiento continúa al este de la falla de Burro Negro. El frente de corrimientos alcanza su estado final en el sureste (área de Barinas). En la Cuenca del Lago de Maracaibo, movimientos de transcurrencia desplazan el frente de corrimiento hacia el este, formando la Cuenca *pullapart* de Falcón (NE de la cuenca del Lago de Maracaibo) sobre el terreno previamente emplazado (Escalona, 2003).



Figura 6. Reconstruccion tectónica del norte de Suramérica durante el Eoceno Medio – Tardío (Tomado de Escalona, 2003).

Direcciones de acortamiento interpretadas en la Cuenca de Falcón, cambian de NNW-SSE durante el Eoceno tardio, a WNW-ESE en el Oligoceno-Mioceno (Mathieu, 1989), y aparentemente se mantienen durante el Plioceno-Presente (Audemard et al., 1999). Un rebote isostático expone las cuencas Eocenas de Maracaibo y Barinas.

Sedimentación sin tectónica ocurre en las sub-cuencas formadas por los plegamientos de rumbo NE, al este de la falla de Burro Negro, y al oeste de la falla de Icotea. Cambios en la dirección principal de compresión soporta movimiento de transcurrencia oeste-este durante el Oligoceno-Mioceno, donde el frente de corrimientos se desplaza hacia el oriente de Venezuela (Figura 7) (Escalona, 2003).



Figura 7. Reconstruccion tectónica del norte de Suramérica durante el Eoceno tardío – Oligoceno (Tomado de Escalona, 2003).

La colisión del terreno de Panamá - Baudo contra la esquina noroccidental de Suramérica produjo un evento compresivo de gran importancia en el occidente el país, el cual recibe el nombre de Compresión Neógena Andina. Durante este periodo (Mioceno Medio - Holoceno) los Andes venezolanos y la Sierra de Perijá adquieren su morfología actual. Este evento también fue responsable de los levantamientos del Macizo de Santa Marta, Macizo de Santander y de la Cordillera Oriental de Colombia (De Toni et al., 1994).

En la última etapa de su desarrollo muchas estructuras extensionales, heredadas de la primera y segunda fase son invertidas a medida que fuerzas compresivas comienzan a actuar en la Cuenca, producto de muchos factores como, por ejemplo, la colisión oblicua entre la Placa Caribe y el borde occidental septentrional de Suramérica, y el levantamiento isostático de algunas provincias tectónicas como los Andes de Mérida, la Serranía de Trujillo y la Sierra de Perijá (Audemard y Audemard, 2002; Castillo y Mann, 2006; Duerto et al., 2006). En la Figura 8 se muestra un resumen representado por bloques de la evolución tectónica de la cuenca y sus estructuras.



Figura 8. Diagramas esquemáticos tridimensionales mostrando la evolución estructural y estratigráfica del área de estudio desde el Jurásico hasta el presente. (Tomado de Escalona, 2003)

Las supersecuencias E y F se atribuyen a las modificaciones de la cuenca de antepaís debidas a la colisión Eoceno Tardío – Pleistoceno del arco de Panamá. El levantamiento de la Serranía de Perijá, del Macizo de Santander y de los Andes de Mérida dividió la cuenca antepaís (*foreland*) generando así las actuales Cuencas del Lago de Maracaibo y Barinas-Apure (Parnaud et al., 1995).

En el Oligoceno se deposita la Formación Icotea en las depresiones de la discordancia del Eoceno, sus espesores son sumamente variables a través de la Cuenca del Lago de Maracaibo. La Formación consiste en limolitas y arcilitas duras, macizas blancas a gris claro, ocasionalmente carbonáceas y moteadas de verde claro, amarillo y marrón rojizo (L.E.V, 2000).

La sedimentación del Mioceno en la Cuenca del Lago de Maracaibo se caracteriza por una transgresión marina de considerable extensión territorial, pero de poca duración la cual ocasionó la depositación de la Formación La Rosa formada esencialmente por lutitas verdosas, fosilíferas, intercaladas con areniscas (González de Juana et al., 1980).

Posteriormente ocurre el levantamiento de los Andes, que genera la sedimentación de importantes espesores de molasas como lo es la Formación La Puerta. Hacia el centro y oeste del Lago de Maracaibo, unidades como las Formaciones La Rosa y Lagunillas anteceden a los ambientes dístales de las molasas andina y perijanera.

La Formación Lagunillas de edad Mioceno Medio, se compone de una intercalación de lutitas, arcillitas, arenas, areniscas mal consolidadas y algunos lignitos. Sutton (1946) considera que la Formación es resultado de una sedimentación en ambientes con cambios rápidos de aguas dulces a marinas y de nuevo a aguas dulces, tiene un espesor aproximado de 100 a 150 m. La Formación Isnotú consiste en capas de lutitas con intercalaciones de areniscas y capas subordinadas de arcillita laminar, carbón y conglomerado. González de Juana et al., (1980), creen que esta Formación es el resultado de la sedimentación de abanicos aluviales y ríos entrelazados durante el Mioceno Tardío.

En el Plioceno se depositó la Formación La Puerta constituida básicamente en arcilitas, limolitas y areniscas macizas (Sutton, 1946). La unidad contiene intercalaciones marinas de menor espesor y no contiene lignitos. Young (1960) la subdividió en tres miembros que denominó Poro, Playa y Timoteo, en secuencia ascendente.

Por último representando las unidades estratigráficas en el subsuelo del Lago de Maracaibo se tiene la Formación Onia de edad Mioceno- Pleistoceno, la cual está compuesta por areniscas, arcilitas y limolitas, que descansa discordantemente sobre la Formación La Puerta; en cuanto al ambiente de depositación sólo se conoce que es de origen marino, representando los sedimentos marinos más jóvenes en la Cuenca del Lago de Maracaibo (L.E.V, 2000).

2.4 Fase tensional, distención, rotación de bloques, inversión estructural y fase compresiva.

Después del *rifting* ocurrido durante el Triásico-Jurásico que corresponde a la fase tensional, que permitió la aparición y propagación de fallas normales como Lama-Icotea, acaeció durante el Cretácico Temprano un periodo de margen pasivo con episodios distensivos. En consecuencia, las fallas normales llegan a alcanzar sedimentos depositados durante el Cretácico Tardío (Pindel y Barret, 1990).

La colisión de la Placa del Caribe con la Placa Suramericana durante el Paleoceno al oeste de la Cuenca, da inicio al margen activo, escenario bajo el cual se depositaron las unidades paleocenas. Mientras migraba hacia el sureste la carga de napas que transportaba la Placa del Caribe se produjo una elevación como producto de la sobrecarga, la cual queda expuesta a eventos erosivos que definieron la discordancia del Paleoceno (Jaramillo et al., 2007). La colisión de placas produjo una deformación tectónica en el Caribe, lo que origina dislocamientos en la plataforma Cretácica al norte de Venezuela (González de Juana et al., 1980).

Durante el Eoceno Temprano, la Placa de Caribe migró gradualmente hacia el sureste (Lugo y Mann, 1995). Esto implica que para ajustarse a dicha migración, la plataforma cretácica tuvo que flexionarse o combarse, creando para ello una serie de fallas normales escalonadas descendiendo hacia dicha antefosa (Figura 2a). A su vez el empuje ejercido por la Placa Caribe causó en la Cuenca del Lago de Maracaibo una rotación horaria)

(Jaramillo et al, 2007). Según Mandl (1987), al reactivarse las estructuras jurásicas con movimientos transcurrentes sinestrales se facilitó la rotación de los bloques caracterizado por el efecto *bookshelf*.

Se interpreta esta etapa del Eoceno Temprano a Medio como predominantemente extensiva-transtensiva. Esta relación de esfuerzos fue causada por la convergencia oblicua de las placas de Suramérica y del Caribe. Las fallas transcurrentes de rumbo nornoreste, entre las que se encuentran las fallas de Lama-Icotea y Lama-Este eran más bién transcurrentes oblicuas o transpresivas (*oblique slip*), porque presentaban también una componente vertical inversa (Figura 9). Esta última cortó las rocas competentes del Pre-Cretácico y Cretácico (Jaramillo et al., 2007).

Durante el Eoceno Tardío las fallas normales como Lama - Icotea, se convirtió en sistemas de *Riedels* sintéticos y antitéticos. Una fuerte tectónica de compresión afectó la Cuenca, invirtiendo a la mayoría de las estructuras existentes. Lama-Icotea y el conjunto de fallas de crecimiento normal asociadas a ella, cambiaron su evolución, desarrollando desplazamientos inversos bajo compresión - transpresión (Jaramillo et al., 2007).

La deformación que ocurrió durante el Eoceno posee carácter dual, consecuencia de una fase tensional y otra transpresional las cuales ocurrieron prácticamente al mismo tiempo. El cambio de posición del bloque occidental del alineamiento Lama-Icotea fue causado por la inversión estructural. En un principio se produjo a lo largo de la Falla Lama-Icotea y posteriormente persistió a lo largo de la falla sintetica del Ático culminando así el movimiento de la Falla de Icotea. (Jaramillo et al., 2007).



Figura 9. Representación de calizas cretácicas después de la colisión y rotación horaria. Dualidad estructural y efecto *bookshelf* en la Cuenca de Maracaibo (Tomado de Jaramillo et al., 2007).

2.5 Evolución Tectónica-Estratigráfica de la Cuenca del Lago de Maracaibo

2.5.1 Triásico – Jurásico

En el Triásico – Jurásico, luego de la convergencia del Pérmico, empieza un relajamiento y *rifting* en la Cuenca del Lago de Maracaibo. Los rifts tuvieron lugar entre el Triásico y el Jurásico Superior, causando tanto la apertura del Océano Atlántico como la extensión de la zona de retro-arco desde el Golfo de Venezuela hasta el Ecuador. El primer *rift* ocurrió en el Jurásico Temprano hace 200 (Ma) produciéndose la sedimentación de la Formación Tinacoa (capas rojas). El segundo *rift* se produce en el Jurásico Medio – Superior hace 180 – 160 Ma (Bartok, 1993).

Durante la Apertura Jurásica, espesas secuencias volcánico-clásticas continentales de tipo capas rojas representados por la Formación La Quinta, se depositaron en un sistema de grábenes y semigrábenes orientados en dirección NNE-SSO. Estas estructuras distensivas se encuentran actualmente invertidas y se desarrollaron principalmente en la región de la Sierra de Perijá y en la porción meridional de los Andes de Mérida (De Toni et al., 1994).

2.5.2 Cretácico

El Cretácico en Venezuela se caracterizó por una trasgresión marina que afectó un área considerable inundando hasta el Cratón de Guayana (Parnaud et al, 1995). Lugo y Mann (1995) mencionan una estabilización del proceso y una deposición fluvial en un margen pasivo tipo Atlántico que corresponde a la Formación Río Negro. La transgresión marina cretácica marca el comienzo de un largo período de subsidencia y relajación termal del borde septentrional de la placa Suramericana.

La transgresión está relacionada con los cambios eustáticos a nivel mundial y que finaliza durante el Cenomaniense - Campaniense. Este evento surge como resultado de la invasión marina de la plataforma y la instalación progresiva de un ambiente de plataforma interna a media durante el Aptiense-Cenomaniense propiciando la sedimentación de calizas principalmente (Garbán y Llanos, 2000).

Estas calizas están representadas por el Grupo Cogollo el cual está constituido por calizas bioclásticas de la Formación Apón, calizas bioclásticas glauconíticas de la Formación Lisure y calizas arenosas de la Formación Maraca y depositadas bajo condiciones de inundación somera. La Formación Maraca se formó por la depositación fosilífera durante régimen transgresivo (Lugo y Mann, 1995).

El máximo de invasión marina se logró para el Cenomaniense Tardío-Campaniense Temprano, desarrollando un amiente de plataforma media a externa con depósitos de calizas y lutitas (Garbán y Llanos, 2000). Esta plataforma clástico-carbonática caracterizada por un margen pasivo sobre el cual se depositó sedimentos de grano fino y materia orgánica durante un periodo de máxima inundación y producto de la flexura regional y la profundización de la cuenca antepaís (*foreland*) que estuvo controlada por el inicio de la colisión entre las Placa Caribe y Suramerica, se depositan facies anóxicas en toda la extensión de la Cuenca, lo cual incluye las Formaciones Capacho, La Luna (Parnaud et al., 1995) y Querecual (Figura 10) (Mann, 2006).

Durante el Cretácico Tardío - Paleoceno se desarrolló un ambiente de plataforma externa a batial con facies lutíticas en el área del Lago de Maracaibo. Esta espesa secuencia representa actualmente las lutitas de la Formación Colon. Luego de la sedimentación de la Formación Colon se generó un sistema encadenado de alto nivel, alimentado desde una zona positiva al oeste, el cual genero depósitos más clásticos, representado por las areniscas de la Formación Mito Juan; proceso enmarcado en un margen activo al oeste y pasivo al este de la Cuenca (Garbán y Llanos, 2000).

La Formación Mito Juan de edad Maastrichtiense, ésta se caracteriza por arcillas grises, gris verdosas y negras, localmente arenosas, en las cuales el contenido de limo y arena aumenta en sentido ascendente, representa una unidad regresiva respecto a los ambientes más profundos de la Formación La Luna (L.E.V., 2000).

2.5.3 Paleoceno - Eoceno

La deformación asociada produjo el emplazamiento de las napas de Lara, generando nuevas antefosas y propiciando la depositación de tres secuencias en un sistema encadenado transgresivo y uno regresivo. En la zona del Lago, ocurrió una sedimentación de plataforma marina arenosa-lutítica, la Formacion Guasare (De Toni et al., 1994).

Hacia el suroeste, es decir en la dirección de la mayor fuente de sedimentos, la Formación Misoa pasa lateralmente a la Formación Mirador (Eoceno Temprano - Medio) y Formación La Sierra (Eoceno Medio - Tardío). La Formación Mirador es arenosa y consiste de depósitos fluviales - estuarinos, mientras que la Formación La Sierra es algo más lutítica, representando un ambiente de llanura costera/aluvial (Pestman et al., 1998).



Figura 10. Reconstrucción tectónica de bloques del basamento y mapa paleogeográfico del norte de Suramérica durante el Cenomanience (Modificado de Mann, 2006).

La sedimentación del Paleoceno al Eoceno Inferior ocurre en un ciclo transgresivo acompañado por la deformación tectónica en el Caribe, lo que produce dislocamientos en la plataforma Cretácica al norte de Venezuela. Esto origina surcos profundos que son rellenados por sedimentos turbidíticos tipo flish (González de Juana et al., 1980).

La colisión de la Placa Caribe con el oeste de Colombia produjo una carga flexural adicional que generó un alto periférico que separó la Cuenca de Falcón de la Cuenca del Lago de Maracaibo (Ostos y Yoris, 1997). Esta colisión produjo en el Eoceno Superior – Mioceno Inferior la Supersecuencia E que posee dos secuencias depositacionales, la Secuencia T4 de edad Eoceno Superior – Oligoceno Inferior y la Secuencia T5 de edad Oligoceno Superior – Mioceno Inferior que se depositó en una inundación marina (Parnaud et al., 1995). La inundación modificó las condiciones deltaicas y permitió la depositación de la Formación León que está conformada por una secuencia monótona de lutitas grises a negras, blandas, con numerosos niveles de concreciones de arcilita ferruginosa (L.E.V.III, 1997), de forma discordante (Parnaud et al., 1995) en la Cuenca del Lago de Maracaibo (Figura 11).

2.5.4 Mioceno

En el Mioceno Medio se inició la separación de la Cuenca del Lago de Maracaibo de la Cuenca Barinas-Apure, al cambiar la dirección de compresión a lo largo del borde norte de la Placa Suramericana y producirse el levantamiento de los Andes de Mérida y el Macizo de Santander (Audemard Fe., 1991). En la Cuenca del Lago de Maracaibo se deposita la Formación La Rosa que consiste en mayor parte de lutitas arcillosas con capas de areniscas e interlaminaciones de areniscas y lutitas en una nueva trasgresión (González de Juana et al., 1980). Posteriormente se depositó en una regresión la Formación Lagunillas, que en términos generales, consiste en areniscas poco consolidadas, arcillas, lutitas y algunos lignitos (L.E.V.III, 1997). Luego se depositó la Formación Palmar conformada por areniscas masivas, con marcas de rizaduras y fósiles vegetales (L.E.V.III, 1997), la Formación Isnotú que predominantemente son arcillas (L.E.V.III, 1997) y la Formación Betijoque que son más que nada capas de

conglomerados macizos (L.E.V.III, 1997), todas estas características de facies molásicas (Figura 11).

	ED	AD	MARACAIBO	FLANCO NORANDINO	REGIÓN CENTRAL	FLANCO SURANDINO	BARINAS APURE	SECUENCIA	SUPER SECUENCIA
		RECIENTE							· · · · · ·
C	GUATERNARIO	PLEISTOCENO							
E	PLICCENO					GUANAPA	GUANAPA		-
N		SUPERIOR	LA PUERTA	ВЕТІЈОФИЕ		RID YUCA	RID YUCA	16/17	•
	MIDCEND	MEDIO	Ισκοτύ	ί Ισκατύ		PARANGULA	PARANGULA	1	
z	_	INFERIOR	Possiles Rosses	······································		***********			
	DL	IGOCENO	ICOTEA	LEÓN		GUAFITA		T5	F
1	10/2010	SUPERIOR	PAUJÍ	CARBONERA		PAGUE	PAGUEY	T4	
C	ECCENO	MEDIO	MISOA	MIRADOR		GOBERNADOR	GOBERNADOR	T3	D
	Pa	EDCENO	AAA BRADE BEALA			A A A A A A DIST IN TALKA	mannam		
-		MAASTRICHTIENSE	COLÓN - MITO JUAN	COLÓN - MITO JUAN				K6	C
	C	CAMPANIENSE	SOCUY TRES ESQUINAS	∢ Tres Z Esquinas		BORGUITA	BURGUITA		*********
M	R	SANTONIENSE		J FTANITA DEL ≰ TÁCHIRA			QUEVEDO	К5	
-	0.000	CONIACIENSE	LA LUNA	5.0		Z LA MORITA	Z LA MORITA		1
	Á	TURONIENSE		GUAYACÁN		GUAYACÁN	GUAYACÁN	К4	12252
z	c	CENOMANIENSE	?	SEBORUCO		ESCANDALOSA	ESCANDALOSA	кз	В
1	1	A	MARADA	MARACA		AGUARDIENTE	AGUARDIENTE		
C	C	ALBIENSE	LISURE	AGUARDIENTE		mmmmml		K2	
	_	APTIENSE	APÓN	ΑρόΝ				K1	
	0	BARREMIENSE	RÍO NEGRO	mmmmm					
		NEDCOMIENCE	annan marine an					КП	
	du	JRÁSICO	LA QUINTA	LA QUINTA					А

Figura 11. Tabla cronoestratigráfica con la ubicación de las supersecuencias y secuencias (Tomado de Parnaud et al., 1995).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Proceso de compactación

La compactación de la roca es un proceso que implica la reducción de su volumen por causa de los esfuerzos a la que es sometida durante el depósito de sedimentos. El peso de los sedimentos causa compresión y la transmisión de esfuerzos que hacen que la roca se compacte y expulse los fluidos contenidos en sus poros (Acosta, 2001).

El efecto de la compactación con la profundidad se puede apreciar en la porosidad de las rocas y, en consecuencia, en la presión sobre los fluidos de los poros. Los registros de resistividad y porosidad muestran una tendencia continua y gradual que refleja la disminución en el contenido de agua con la profundidad (González, 2002).

En la compactación de rocas arcillosas se puede considerar 3 tipos de compactación: mecánica, transicional y química. La frontera entre el régimen de la compactación mecánica y transicional está definida por la aparición o comienzo de la diagénesis de las arcillas, con temperaturas alrededor de 65°C, donde la ilitización de la esmectita empieza a proveer una fuente de potasio. La frontera entre la compactación transicional y química ocurre a altas temperaturas, tal vez alrededor de los 100°C cuando las rocas arcillosas lo suficientemente litificadas tienen un comportamiento de roca como tal (Goulty y Ramdhan, 2012).

La compactación mecánica de las formaciones lutiticas – arcillosas provoca una reducción plástica e irreversible de la porosidad asociada con el deslizamiento y rotación de granos, en respuesta al incremento del esfuerzo efectivo. La porosidad disminuye con el incremento del esfuerzo efectivo; mientras la velocidad y la densidad aumentan (Goulty y Ramdhan, 2012).

3.1.1 Compactación normal

La compactación normal puede ser entendida con la Figura 12. Nótese que bajo este esquema el fluido contenido en el espacio poroso escapa a medida que el soterramiento prosigue. La compactación es normal cuando existe un equilibrio entre el aumento de presión de sobrecarga, la reducción del espacio poroso y el escape de los fluidos, siendo este proporcional a la reducción del volumen poroso. Una de las consecuencias principales de la compactación normal es que la presión de los fluidos en los poros de la roca permanece igual a la presión hidrostática.



Figura 12. Representación del proceso de compactación normal (Modificado de Santos y Toledo, 2009).

3.1.2 Compactación anormal

En un proceso de compactación anormal (Figura 13), no hay equilibrio entre el aumento de presión de sobrecarga, la reducción del espacio poroso y el escape de fluido a medida que el soterramiento avanza. Esto pasa cuando la tasa de soterramiento y de reducción del volumen poroso es mayor que la capacidad de escape de los fluidos. Esto produce confinamiento de fluidos y como consecuencia el incremento de la presión de poro superando la presión hidrostática.



Figura 13. Representación del proceso de compactación anormal (Modificado de Santos y Toledo, 2009)

3.1.3 Compactación química

La transformación diagenética en las rocas lutiticas o arcillosas involucra la transformación de minerales de arcillas, especialmente esmectita a ilita, que empieza a temperaturas de 65°C, y kaolinita a ilita, que empieza a 130°C. Estas transformaciones son reacciones de disolución - precipitación que están enmarcados en escalas de tiempo geológico con liberación de sílice y agua (Goulty y Ramdhan, 2012).

Como resultado de la diagénesis, las rocas lutiticas o arcillosas superan un régimen de compactación mecánica a través de un estado transicional, donde la compactación mecánica y química simultáneamente tienen lugar hasta alcanzar un régimen de compactación química solamente. Para este tipo de rocas que han estado progresivamente incrementando el esfuerzo efectivo durante el soterramiento, el punto de separación del estado transicional hasta la compactación química pura puede ser considerado aquel donde ha alcanzado el punto de litificación suficiente como para que no tenga lugar una compactación mecánica incluso si la presión de poro fuera hidrostática. En el estado de compactación química, la reducción de porosidad obedece o depende de la temperatura y mineralogía, produciéndose casi independientemente del esfuerzo efectivo. Ha sido documentado en áreas de reservorios lutíticos Jurásicos, donde los registros de densidad
y neutrón no fueron notablemente diferentes, que las lutitas estuvieron hidrostáticamente presurizadas y presentaban altas sobrepresiones (Goulty y Ramdhan, 2012).

3.2 Presión litostática o de sobrecarga

La presión litostática p_l es equivalente al total de la carga de los sedimentos suprayacentes con densidad de *bulk* ρ_b , además de la columna de agua. El nivel litostático cero es la superficie en tierra o el nivel del mar. La presión litostática puede ser representada con las Ecuaciones 3.1 y 3.2 (Hantschel y Kauerauf, 2009).

$$p_l = \int_{h_s 0}^h g \cdot \rho_b \cdot dz \qquad \text{(En tierra sobre nivel del mar)} \qquad (3.1)$$

$$p_l = \int_0^{h_w} (g \cdot \rho_{mar} \cdot dz) + \int_{h_w}^h \rho_b dz \quad \text{(Costa afuera)} \tag{3.2}$$

donde h_s es el espesor de sedimento desde la superficie, h_w es el espesor de la columna de agua de mar. La integral puede ser sustituida por la suma del peso de cada capa individualmente con un espesor $d_{(i)}$ (i es el número de la capa), densidad de la roca $\rho_{r(i)}$ y porosidades φ_i según la Ecuación 3.3 (Hantschel y Kauerauf, 2009).

$$p_l(z) = \rho_{mar} \cdot g \cdot h_w + g \cdot \sum_{i=1}^n d_i \left[\rho_w \cdot \varphi_i + \rho_{ri} \cdot (1 - \varphi_i) \right]$$
(3.3)

Para una columna de sedimentos homogéneos con densidad constante de roca ρ_r se puede simplificar las Ecuaciones 3.1 y 3.2 como sigue

$$p_{l}(h) = g \cdot \rho_{mar} \cdot h_{w} + g \cdot \rho_{r}(h - h_{w}) - g \cdot (\rho_{r} - \rho_{w}) \cdot \int_{h_{w}}^{h} \varphi \cdot dz \qquad (3.4)$$
(Sobre nivel del mar)

(Sobre nivel del mar)

$$p_l(h) = g \cdot \rho_r \cdot (h - h_s) - g \cdot (\rho_r - \rho_w) \cdot \int_{h_s}^h \varphi \cdot dz \quad (\text{Costa afuera})$$
(3.5)

La densidad de *bulk* de los sedimentos es una función de la densidad de matriz, porosidad y la densidad del fluido contenido en los poros y se expresa como se muestra en la Ecuación 3.6

$$\rho_b = \varphi \cdot \rho_f + (1 - \varphi) \cdot \rho_m \tag{3.6}$$

Donde, φ es porosidad, ρ_f densidad del fluido de formación $\left(\frac{gr}{cm^5}\right)$ y ρ_m densidad de matriz $\left(\frac{gr}{cm^5}\right)$. La disminución de la porosidad de los sedimentos causado por el efecto de carga o compactación, es proporcional al incremento del esfuerzo de sobrecarga (Mouchet y Mitchell, 1989).

En el caso de las arcillas, la reducción de la porosidad es esencialmente dependiente del peso de los sedimentos. Si la porosidad de la arcilla y la profundidad son representadas sobre escalas aritméticas la relación entre esos parámetros es una función exponencial (Mouchet y Mitchell, 1989). La presión litostática, también llamada presión de sobrecarga ya que no es una presión de fluido, es frecuentemente preferida para distinguir entre fluido y matriz usar el término de esfuerzo de sobrecarga (Mouchet y Mitchell, 1989). También se le conoce como esfuerzo vertical consecuencia del efecto ocasionado por el peso de la columna de sedimentos representado en la Figura 14 (González, 2002).



Figura 14. Esquema de la presión de sobrecarga ejercida sobre una formación (Modificado de PDVSA, 2005).

3.3 Curva de compactación normal

El comportamiento normal de la compactación ha sido modelado matemáticamente por diferentes autores, esto con el objeto de cuantificar dicho comportamiento y compararlo con magnitudes físicas que permitan validar las variaciones de porosidad directa o indirectamente e identificar zonas anormalmente presurizadas. El gráfico resultante de dichos modelos matemáticos es llamada curva o línea de compactación normal (LCN) y por lo general es una función de la porosidad directa o indirectamente.

3.4 Presión hidrostática y presiones anormales

La presión hidrostática es la presión ejercida por el peso de una columna estática de fluido (agua pura). Es una función de la altura de la columna y la densidad del agua. Las dimensiones y geometría del fluido de la columna no tienen efecto sobre la presión hidrostática (Mouchet y Mitchell, 1989; Hantschel y Kauerauf, 2009).

La altura de la columna de agua es considerada la distancia entre un punto de medición y la proyección de ese punto sobre la perpendicular llamada distancia vertical verdadera (en inglés *True Vertical Depth, TVD*). La expresión matemática de la presión hidrostática está dada por la Ecuación 3.9 (Mouchet y Mitchell, 1989).

$$P_h = \int_0^h g \cdot \rho_w \cdot dz \tag{3.9}$$

Donde P_h es la presión hidrostática (pascales), ρ_w es la densidad promedio del agua $\left(\frac{Kg}{m^5}\right)$, h es la altura vertical de la columna de agua (metros). Se dice que una formación está normalmente presurizada si la presión de poros es igual a la presión hidrostática. El valor de presión normal o hidrostática se considera de aproximadamente 0,465 psi (8,94 ppg). Presiones mayores al valor de presión normal se conocen como sobrepresiones, mientras que presiones menores son llamadas subpresiones (González, 2002).

Las presiones anormales son todas aquellas presiones que se desvían de un perfil o tren aceptado como normal pudiendo ser altas o bajas (Acosta, 2001). Es raro encontrar zonas originalmente con presiones de poro anormalmente bajas. Las presiones anormalmente altas o sobrepresiones se han encontrado con mayor frecuencia en formaciones geológicas cuyos sedimentos fueron depositados en el Cenozoico (Santos y Toledo, 2009).

Las sobrepresiones pueden en gran medida incrementar la frecuencia de ocurrencia de incidentes seriamente peligrosos durante la perforación de pozos, tanto para el personal como para la integridad del hoyo, los tiempos establecidos y la continuidad de las operaciones. Por esta razón se debe realizar una predicción precisa de las presiones anormales (Dodson, 2004).

3.5 Presión de poro, esfuerzo efectivo y ecuación de Terzaghi

La presión de poros es uno de los parámetros más importantes para el diseño de un plan de perforación y para los análisis geomecánicos. Se establece como presión de poros, la presión del fluido en los espacios porales en las formaciones porosas. La presión de poros varía de la presión hidrostática a severas sobrepresiones o subpresiones. Si la presión de poro es más baja o más alta que la presión hidrostática (presión de poro normal), esta es una presión anormal de poro. Cuando la presión de poro excede la presión normal, esta es una sobrepresión (Zhang, 2011).

En la mecánica clásica el esfuerzo es asociado a sólidos macizos, esto es, sólidos no porosos. En el caso de la mecánica de rocas no aplica esta premisa ya que se sabe que las rocas presentan porosidad. La carga que actúa sobre una roca está distribuida tanto en la matriz como en el fluido contenido en sus poros. Los efectos de las tensiones aplicadas son alterados por la presencia de la presión de poro, que actúa en todas las direcciones dentro de la roca, ayudando a apoyar o aliviar parte de las tensiones aplicadas. Si no fuera por el fluido contenido en los poros, las tensiones aplicadas fueran transmitidas totalmente a la roca vía contacto grano a grano (Santos y Toledo, 2009).

El esfuerzo que afecta la matriz de la roca y controla su deformación es igual a la tensión total aplicada sobre la misma menos la presión ejercida por los fluidos en su espacio poroso. Este esfuerzo es llamado esfuerzo efectivo (Santos y Toledo, 2009). La teoría fundamental para la predicción de presión de poros está basada en la ley de esfuerzo efectivo de Terzaghi. Esta teoría explica que la presión de poros en la formación es una función del esfuerzo de sobrecarga y el esfuerzo efectivo. La relación entre el esfuerzo de sobrecarga (esfuerzo efectivo vertical) y la presión de poros bajo una total contribución del fluido poral puede ser expresada como se muestra en la Ecuación 3.10 (Zhang, 2011).

Presion de Poro =
$$(\sigma_v - \sigma_e)$$

(3.10)

Donde σ_v es el esfuerzo de sobrecarga; σ_e es el esfuerzo efectivo vertical

3.6 Causas de presiones anormales

3.6.1 Subcompactación

Este escenario se produce cuando la compactación de los sedimentos no es normal y el efecto de la carga litostática de las capas suprayacentes no producen el mismo efecto de reducción de porosidad en las capas anormalmente compactadas, donde los fluidos durante el proceso de compactación no pudieron drenar quedando confinados. Esto implica una reducción del esfuerzo efectivo cuyo valor podría cuantificarse a través de la ecuación de Terzaghi. Este mecanismo es la causa más común que genera presiones anormales y la litología más propensa a sufrir subcompactación son las arcillas o lutitas por la baja permeabilidad que poseen (Santos y Toledo, 2009).

3.6.2 Expansión de fluidos

Consiste en un aumento del volumen de fluidos dentro de los poros de la roca y en consecuencia se produce un aumento en la presión de poro experimentándose una reducción del esfuerzo efectivo actuando en la matriz de la roca (Mouchet y Mitchell,

1989). Bowers (1995) describió este efecto como descarga (*unloading*) a través de la Figura 15, donde se observa un comportamiento que no coteja con la curva virgen. Esta representa el comportamiento normal de la velocidad y esfuerzo efectivo bajo condiciones de compactación normal y es similar a la LCN, solo que se obtiene por modeles matemáticos diferentes. Los datos que no cotejan con la curva virgen representan la curva de descarga.



Figura 15. Curva virgen y de descarga de Bowers (1995)

Si el esfuerzo efectivo que actúa se reduce, hay un relativo pequeño incremento de porosidad. Luego la relación entre porosidad y esfuerzo efectivo define la curva de descarga (*unloading*). De igual manera la velocidad y la densidad varían de acuerdo al cambio del esfuerzo efectivo. Si se toman en consideración las tres medidas en un gráfico tridimensional y el esfuerzo efectivo disminuye entonces se podría generar una superficie de descarga como se observa en la Figura 16 (Goulty y Ramdhan, 2012).



Figura 16. Diagrama esquemático cartesiano para compactación normal y descarga (*unloading*) de una roca arcillosa de acuerdo a los principios geomecánicos (Tomado de Goulty y Ramdhan 2012).

Utilizando gráficos cruzados de velocidad y densidad de *bulk* y bajo condiciones de compactación normal, el lento desarrollo de un escenario de sobrepresiones tiene el efecto de disminuir el ritmo del aumento de la velocidad y reducir la densidad aparente (Figura 17, tendencia A). El efecto de la disminución del esfuerzo efectivo produce una disminución de la velocidad durante la expansión de fluido (*unloading*). La densidad sin embargo, se reducirá de acuerdo al comportamiento poroelástico de la roca representando un cambio leve en la porosidad. Gráficamente el comportamiento velocidad – densidad de *bulk* está representado en la Figura 17, tendencia B (Swarbrick, 2012).

La expansión de fluidos puede ser producida por:

• Expansión de volumen de agua:

Parte del principio de que un cuerpo de agua sufrirá un aumento de volumen en relación al volumen poroso al estar sometido a un incremento de temperatura en un sistema confinado. Esta teoría tiene por base la diferencia entre el coeficiente de expansión térmica del agua y de la roca. Como el agua contenida en la roca posee un coeficiente de expansión térmica mayor que el de la matriz de la roca tenderá a dilatar más que la roca provocando un incremento en la presión de poro (Santos y Toledo, 2009).



Figura 17. Gráfico cruzado Velocidad-Densidad que ilustra las posibles tendencias en el comportamiento de las formaciones arcillosas o lutiticas por el efecto de las condiciones de temperatura y composición mineralógica (Tomado de Swarbrick, 2012).

El incremento de presión de poro generado por la expansión del volumen de agua se realizará bajo las siguientes condiciones (Santos y Toledo, 2009):

- Ambiente completamente aislado
- El volumen poroso debe ser menor al volumen de agua expandido.
- El aumento de la temperatura debe ocurrir después que el ambiente haya quedado aislado.
- Diagénesis química:

Una transformación o deshidratación de las arcillas (con simultáneo incremento del volumen de agua) durante el proceso de diagénesis son considerados factores que contribuyen para la generación de presiones anormalmente altas, dada la naturaleza de las reacciones químicas (Santos y Toledo, 2009), tendencias C y D en la Figura 17.

3.6.3 Efecto tectónico

En general, donde las deformaciones ocurren debido al esfuerzo tectónico, causan modificaciones en la presión de los fluidos y en la distribución de masas. Esto significa que la tectónica puede crear anomalías de presión o restaurar zonas anormalmente presurizadas a presiones normales. La conexión entre tectónica y los fluidos pueden ser vistos desde dos puntos de vista (Mouchet y Mitchell, 1989):

- La actividad tectónica causa deformaciones de roca y tienen efectos directos o indirectos sobre la distribución de la presión de fluidos.
- La distribución de la presión de fluidos altera la forma como se produce una deformación como resultado de los esfuerzos.

3.6.4 Diferencia de densidad (Buoyancy)

Las presiones de los fluidos de un reservorio se propagan por todo el espacio disponible del mismo, siendo la presión del fluido en la parte superior igual a la presión del fluido en la parte más profunda, menos las presiones hidrostáticas de los fluidos contenidos en el intervalo. Si un reservorio normalmente presurizado es alterado con agua, serán generados gradientes de presión anormal de presión de poro por la diferencia las densidades de los fluidos. La transmisión hidráulica podrá generar presiones anormales en las proximidades de la parte permeable superior del reservorio cuando el fluido menos denso quede confinado sobre el acuífero. En este caso la densidad de la columna de fluido se reducirá resultando en gradientes de presión más altos.

Esta transmisión de presión depende de (Santos y Toledo, 2009):

- Densidad del hidrocarburo y fluidos presentes.
- La altura de la columna de fluidos.
- Presión del fluido de formación en la base de la columna.

3.6.5 Transferencia de presión

La transferencia de presión puede ser vista como una redistribución de exceso de presión de poro en el subsuelo, donde presiones anormalmente altas pueden ser generadas por migración de fluidos provenientes de zonas con presiones mayores. Aunque no sea un mecanismo primario de generación de presiones anormales de poro, la transferencia puede ser el principal factor que controle una distribución de presión. La magnitud de las presiones debido a este mecanismo de transferencia de presión de poro será función las características de los canales de conexión o el buzamiento de las capas por donde se produce la migración de los fluidos.

3.7 Predicción de presiones anormales y sus métodos

Los sedimentos sobrepresurizados poseen propiedades físicas y químicas distintas que los hacen diferenciables de aquellos con condiciones normales de presión. Las propiedades más importantes que resaltan tal diferencia, son la transmisibilidad de ondas de sonido y la resistencia al flujo de corrientes eléctricas a través de ellos. Las técnicas de predicción de presiones anormales están fundamentadas en la diferencia de transmisibilidad del sonido (Acosta, 2001).

En términos normales, a mayor profundidad mayor será la compactación de los sedimentos, reduciendo su porosidad y volumen total de fluidos y por lo tanto mayor será la velocidad de viaje del sonido a través de ellos, o en otras palabras menor será el tiempo de tránsito (Acosta, 2001).

En estas zonas subcompactadas y consecuentemente sobrepresurizadas, las porosidades y volúmenes de fluidos son mayores a las normales y el sonido viaja a velocidades menores a las correspondientes para presiones normales, o lo que es lo mismo, el sonido requiere mayor tiempo de tránsito. Este hecho permite el uso de registros acústicos (sónicos) para análisis de presiones, así como el uso de análisis de velocidades a partir de datos sísmicos de superficie para la predicción de los perfiles de presiones en una localización dada (Acosta, 2001).

Como se ha indicado, a mayor compactación corresponde menor porosidad y por lo tanto menor volumen de fluidos, que son los únicos conductores de corriente en el subsuelo, en consecuencia, a mayor compactación corresponde menor conductividad, es decir, mayor resistividad. Esto permite el uso de registros de resistividad para el análisis de presiones anormales, aun cuando sólo puede ser usado en hoyos ya perforados y no como técnicas predictivas, a menos que se use como análogos (Acosta, 2001).

Las diferencias en las propiedades acústicas y eléctricas entre los sedimentos subcompactados y los normalmente compactados, son la base o principio fundamental para las técnicas de análisis de geopresiones (Figura 18) (Acosta, 2001).



Figura 18. Expresión de presiones anormales en registros de pozo (Modificado de Acosta, 2001).

La presión de poro puede ser calculada de la ecuación de Terzaghi (Ecuación 3.10) cuando es conocido el esfuerzo de sobrecarga y el esfuerzo efectivo. La Figura 19 muestra la respuesta típica de la presión hidrostática, esfuerzo de sobrecarga y esfuerzo efectivo vertical en un pozo típico de exploración de gas y petróleo. A profundidades someras (menos de 2000 m), la presión de poro es hidrostática, indicando que una continua e interconectada columna de fluidos se extiende en profundidad desde la

superficie. A una profundidad mayor de 2000 m la sobrepresión comienza y la presión de poro se incrementa con la profundidad rápidamente, lo que indica que las formaciones más profundas están hidráulicamente aisladas de las más someras (Zhang, 2011).



Figura 19. Presión hidrostática, presión de poro, esfuerzo de sobrecarga y esfuerzo efectivo en un pozo.

3.7.1 Métodos para predicción de presiones de poro a partir de resistividad.

3.7.1.1 Método de Eaton.

En cuencas sedimentarias jóvenes donde la subcompactación es la más común de las causas se sobrepesiones, el método basado en registros resistivos de pozo puede predecir presión de poro. Eaton (1972, 1975) presentó la Ecuación 3.11 para predecir el gradiente de presión de poro en lutitas usando el registro de resistividad (Zhang, 2011).

$$P_{pg} = OBG - (OBG - P_{ng}) \cdot \left(\frac{R}{R_n}\right)^n \tag{3.11}$$

Donde P_{pg} es el gradiente de presión de poro de formación, *OBG* es el gradiente de esfuerzo de sobrecarga, P_{ng} es el gradiente de presión de poro hidrostática que tiene una dependencia de la salinidad del agua, R es la resistividad de la lutita obtenida del registro de pozo, R_n es la resistividad normal de la lutita a presión normal (presión hidrostática) y n es un exponente empírico que varía entre 0,6 y 1,5 (Zhang, 2011).

El método de resistividad de Eaton es aplicable en la predicción de poro particularmente en cuencas sedimentarias jóvenes, si la resistividad normal de la lutita es adecuadamente determinada. Una aproximación o enfoque es asumir que la resistividad normal de la lutita es constante. Por otro lado también se puede alimentar este método con la curva de compactación normal (Zhang, 2011).

En la ecuación original de Eaton (Ecuación 3.11), resulta difícil determinar la resistividad normal de la lutita bajo condiciones de presión hidrostática. Una opción es asumir que la resistividad normal de la lutita está basada en una relación entre la resistividad y el soterramiento a profundidad en la formación con presiones normales cuya expresión matemática puede ser representada con la Ecuación 3.12 (Zhang, 2011).

$$log(R_n) = log(R_o) + b \cdot Z$$

$$\delta$$

$$R_n = R_0 \cdot e^{bz}$$
(3.12)

donde R_0 es la resistividad en la frontera entre la formación y la columna de agua (*mudline*); b es una constante que representa la pendiente de la línea de compactación normal estimada a partir de resistividad y Z es la profundidad debajo del *mudline*. Finalmente, la ecuación de Eaton puede ser expresada combinando las Ecuaciones 3.11 y 3.12 como se muestra en la Ecuación 3.13 (Zhang, 2011).

$$P_{pg} = OBG - (OBG - P_{ng}) \cdot \left(\frac{R}{R_0 \cdot e^{bZ}}\right)^n \tag{3.13}$$

3.7.2 Métodos para predicción de presiones de poro a partir de velocidad interválica y tiempo de tránsito.

3.7.2.1 Método de Eaton

Eaton (1975) presento la Ecuación empírica 3.14 para predecir el gradiente de presión de poro a partir del tiempo del tiempo de tránsito.

$$P_{pg} = OBG - (OBG - P_{ng}) \cdot \left(\frac{\Delta t_n}{\Delta t}\right)^3$$
(3.14)

Donde Δt_n es el tiempo de tránsito o lentitud en lutitas a presión normal (hidrostática); Δt es el tiempo de tránsito en lutitas obtenido del registro de pozo o de la velocidad interválica sísmica. Para aplicar este método primero se debe determinar (Δt_n) (Zhang, 2011). Este método es aplicable en algunas cuencas petroleras, pero no considera los efectos expansión de fluidos (*unloading*).

3.7.2.2 Método de Bowers

Bowers (1995) a partir de la ecuación de Terzaghi obtuvo el esfuerzo efectivo y analizó la velocidad interválica de los registros de pozo en el Golfo de México. Propuso que la velocidad sónica y el esfuerzo efectivo pueden relacionarse como se expresa en la Ecuación 3.15 (Zhang, 2011).

$$V_p = V_{ml} + A\sigma_e^B \tag{3.15}$$

donde V_p es la velocidad compresional a una profundidad dada, V_{ml} es la velocidad en el *mudline*, A y B son parámetros que pueden ser calibrados con el gráfico velocidad vs esfuerzo efectivo. Reordenando la Ecuación 3.15 y considerando que $\sigma_e = \sigma_v - p$, la

presión de poro puede ser obtenida a partir de la velocidad como se muestra en la Ecuación 3.16 (Zhang, 2011).

$$p = \sigma_v - \left(\frac{v_p - v_{ml}}{A}\right)^{\frac{1}{p}}$$
(3.16)

ó considerando el tiempo de tránsito

$$p = \sigma_v - \left(\frac{\frac{1}{\Delta t} - \frac{1}{\Delta t_{ml}}}{A}\right)^{\frac{1}{B}}$$

Si las condiciones de velocidad y densidad indican un posible escenario de efecto de descarga, bien sea por expansión de fluido o diagénesis de arcillas, Bowers (1995) propuso la relación empírica (Ecuación 3.17) (Zhang, 2011).

$$V_p = V_{ml} + A \cdot \left[\sigma_{max} \cdot \left(\frac{\sigma_e}{\sigma_{max}}\right)^{1/U}\right]^B$$
(3.17)

donde,

$$\sigma_{max} = \left(\frac{V_{max} - V_{ml}}{A} \right)^{\frac{1}{B}}$$

Ahora, σ_{max} y V_{max} son los valores estimados de esfuerzo efectivo y velocidad para el intervalo afectado por el efecto de descarga y U es un parámetro empírico asociado al ajuste de la curva de descarga. En ausencia de cambios litológicos V_{max} es usualmente igual a la velocidad al comienzo de la inversión de velocidad. Reordenando la Ecuación 3.17 se obtiene una expresión final para el caso en que existan condiciones que generen efecto de descarga (Ecuación 3.18) (Zhang, 2011).

$$p_{ulo} = \sigma_v - \left(\frac{v_p - v_{ml}}{A}\right)^{\frac{U}{B}} \cdot (\sigma_{max})^{1-U}$$
(3.18)

donde p_{ulo} es la presión de poro en el caso de efecto de descarga (*unloading*).

3.8 Estimación de velocidades sísmicas, modelo de tomografía símica.

La tomografía sísmica es un método geofísico similar a la sísmica de refracción tradicional. La principal ventaja de este método es el grado de detalle de los modelos y que la presencia de capas de baja velocidad, fuertes gradientes laterales o elevados buzamientos no son limitaciones. El propósito de la tomografía sísmica es determinar la distribución y variaciones de velocidad sísmica a lo largo de los rayos sísmicos en una región cubierta por todas las diferentes fuentes y receptores. Esta técnica de inversión se basa en un proceso iterativo de dos pasos: primero, errores en los tiempos de viaje son medidos comparando tiempos de viaje observados y calculados a través de modelo de velocidad asumido. Luego las diferencias son retroproyectadas sobre los caminos de rayos trazados a través del modelo de velocidad asumido para así actualizar el modelo. De esta manera el modelo inicial se actualiza hasta dar lugar al modelo final donde los residuos son mínimos.

Otra ventaja de la tomografía sísmica es la posibilidad de determinar, de forma cuantitativa (valor del mínimo de los residuos) y cualitativa (a través de la distribución espacial de los rayos dentro del modelo), el grado de certeza de las soluciones alcanzadas, lo cual es muy útil a la hora de realizar la interpretación del modelo.

3.9 Estado de esfuerzo in-situ

Antes de la perforación, las rocas en el subsuelo se encuentran originalmente en un estado de esfuerzos en equilibrio. Estos esfuerzos naturales son conocidos como estados de esfuerzo in-situ. Los componentes del campo de esfuerzo in-situ son: el esfuerzo horizontal máximo, el esfuerzo horizontal mínimo y el esfuerzo vertical o de sobrecarga (Figura 20) (PDVSA, 2005). Si por alguna razón, las fuerzas cambian o distorsionan el equilibrio, tendrá lugar una corrección natural en el yacimiento para restaurar la estabilidad (PDVSA, 2005).

A medida que se perfora un pozo, se altera el equilibrio de los esfuerzos que prevalecen en el yacimiento. Para compensar este equilibrio se utiliza la presión proporcionada por el fluido de perforación con la cual se trata de equilibrar los esfuerzos dada la nueva redistribución de esfuerzos originados en la circunferencia del agujero u hoyo durante las operaciones de perforación. Dado que la presión del lodo es uniforme en todas las direcciones, no es posible balancear completamente los esfuerzos y en consecuencia, la roca alrededor del pozo se puede fallar si la redistribución de los esfuerzos excede la resistencia de la roca.



Figura 20 Estado de los esfuerzos antes y después de la perforación (Modificado de PDVSA, 2005).

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4.1 Tipo de investigación.

Esta investigación, está contenida dentro de la categorización de investigaciones sobre temas prácticos, cuya fundamentación se apoya en la comprobación de un hecho, fenómeno o comportamiento especial que se encuentra delimitado por un entorno específico. El radio de acción de esta investigación está contemplado dentro de un campo determinado dentro de la disciplina que es objeto de estudio (Muñoz, 1998).

Este tipo de investigación tiene un elemento característico el cual es tener un origen en temas empíricos, que implican la observación de hechos y fenómenos tangibles. En resumen este tipo de investigaciones son la expresión de una comprobación teórica que pudiera ser empírica mediante elementos prácticos o viceversa (Muñoz, 1998).

Considerando el problema y los objetivos planteados, este trabajo tiene un enfoque corroborativo; para lograr la caracterización del evento estudiado a través de la utilización de métodos empíricos adaptados a las condiciones en las cuales se encuentran los elementos vinculados a la investigación.

4.2 Esquema metodológico general.

La metodología empleada está estructurada en 3 pasos generales:

- Determinación del modelo 1D de presión de poro
- Elaboración de modelo sísmico estructural y desarrollo
- Desarrollo de un modelo de velocidades y generación de un cubo de geopresiones

Cada paso posee a su vez una secuencia de etapas que permiten cumplir los requerimientos para alcanzar los objetivos. Se debe observar que parte de los elementos de los 3 pasos pueden estar vinculados, como se muestra en la Figura 21.



Figura 21. Esquema metodológico general.

4.3 Equipos y herramientas utilizadas.

El accionar práctico para obtener resultados y evidencias tuvo lugar en una estación de trabajo Dell Precision T5500 perteneciente a PDVSA Intevep, bajo el ambiente de trabajo Landmark OpenWorks R5000. Dentro de la amplia gama de aplicaciones que existen dentro de esta plataforma, se utilizó el programa colaborativo DecisionSpace® Desktop para ejecutar la metodología relacionada con la elaboración de los volúmenes de velocidad, sobrecarga, densidad y presión de poro así como para realizar la interpretación sísmico-estructural (que inherentemente incluye el despliegue o visualización de los datos sísmicos 3D) e integrarla al modelo final de presión de poro. También se utilizó Well Seismic Fusion™, aplicación que permite seguir un flujo de trabajo para la

calibración sísmica – pozo, además de construir sismogramas sintéticos, y *Drillworks* ® para visualización y manejo de los datos de registros de pozo y desarrollo de un modelo 1D de presión de poro.

4.4 Levantamiento sísmico utilizado.

El levantamiento sísmico utilizado fue el denominado *distom3D Merge*, que es el resultado del procesamiento de sísmica 3D adquirida e integrada de los levantamientos que incluyen los campos Franquera, Tomoporo y La Ceiba cuyas características de la geometría utilizada para la adquisición y elementos de procesamiento de los datos están resumidos en el Anexo 1 y las dimensiones en función de líneas receptoras (*inlines*) y líneas fuente (*crosslines*) se muestra en la Figura 22.



Figura 22. Dimensión de la cobertura sísmica disponible en el área de estudio.

4.5 Determinación del modelo de presión de poro.

4.5.1 Carga y control de calidad de los datos.

Los datos de pozo fueron suministrados por PDVSA – Intevep, incluyendo registros de pozo, tiros de verificación, (*Checkshots*), topes geológicos, datos de perforación y lecturas de presión de poro en arenas (RFT), específicamente en la Formación Misoa. Los registros de pozo utilizados fueron, Rayos Gamma (Gamma Ray o GR), Registro Sónico (DT), Resistividad (RD, RS etc.) y Densidad (RHOB). En la Figura 23 se observa un ejemplo del juego de registros utilizados del pozo FRA0008.

Desde el punto de vista estadístico se estudiaron los datos a través de la elaboración de histogramas de frecuencia para los pozos control FRA001, FRA0002 y FRA0008. El número de clases se estimó con la regla de Sturges (Ecuación 4.1) (Murray, 2009).



 $I = 1 + 3.332 \cdot \log(x_i)$ (*I* y x_i son clases y de datos respectivamente) (4.1)

Figura 23. Registros (Izquierda a derecha) Resistividad, gamma ray, sónico y densidad (pozo FRA0008)

En general el comportamiento de los histogramas muestra una tendencia de distribución normal para los histogramas de gamma ray (GR). Los histogramas de los registros sónicos (DT) experimentan un comportamiento de distribución sesgada que pudiera estar dada por no considerar la columna geológica completa en el área ya que los registros de los pozos sólo alcanzan una profundidad que no supera el tope de la Formación Paují. Los histogramas de densidad (RHOB) expresan ligeros rasgos de distribución con doble pico que pudieran sugerir la separación de procesos diferentes que podrían ser consecuencia de las presiones anormales encontradas en la Formación Paují a causa de diferencias de velocidad de sedimentación o procesos diagéneticos y/o químicos en la roca (Figuras 24 y 25).



Figura 24. Histogramas de frecuencias pozo FRA0001

Posteriormente se procedió a la carga de la información de pozos y sísmica en la plataforma OpenWorks (R5000) a través de sus aplicaciones *Curve Loader y Seismic Loader*. Los posibles valores anómalos detectados en el estudio estadístico realizado previamente fueron suprimidos al igual que los valores nulos.

Una vez verificada la información de los registros, se realizó un análisis de frecuencias a través de la aplicación Well Seismic Fusion[™], la cual permite extraer la ondícula de la sísmica que alrededor del pozo y además calcular el espectro de frecuencia, obteniéndose un gráfico en cada pozo control (FRA001, FRA0002 y FRA0008), donde se pudo determinar la frecuencia dominante de la sísmica de 21 Hz aproximadamente (Figura 26).



Figura 25a. Histogramas de frecuencia del pozo FRA0002



Figura 25b. Histogramas de frecuencia del pozo FRA0008



Figura 26. Espectro de frecuencia de la sísmica alrededor de los tres pozos control que evidencia una frecuencia dominante de 21 Hz aproximadamente.

Verificada la frecuencia dominante de la sísmica disponible del área en estudio, se procedió a calcular la resolución vertical para conocer el menor espesor que puede resolver la sísmica, utilizando la relación de Rayleigh (Ecuación 4.2)

$$\frac{\lambda}{4} = \frac{V_{int}}{4 \cdot f_d} \tag{4.2}$$

Donde,

 $\frac{\lambda}{4}$ es la resolución vertical, λ es la longitud de onda, V_{int} es la velocidad interválica y, f_d

es la frecuencia dominante. Para el cálculo de la resolución vertical de la sísmica se tomó en consideración una velocidad interválica cuyo cálculo se basó en las Ecuaciones de Dix

4.3 y 4.4. Se utilizó los datos disponibles del pozo FRA0008 para los cálculos (Figura 27) (Stewart y Ferguson, 1995).

$$V_{rms} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{N} v_i^2 \cdot \Delta t_i}{\sum_{i=1}^{N} \Delta t_i}\right)^{1/2}$$
(4.3)

$$V_{int} = \left[\frac{v_{rms}^2 \cdot T(0)_N - v_{rms-1}^2 \cdot T(0)_{N-1}}{T(0)_N - T(0)_{N-1}}\right]^{1/2} \quad (4.4)$$

donde, V_{rms} es velocidad rms (*root mean square*), V_i es una velocidad medida en el intervalo i, Δt_i es el tiempo doble en el intervalo i, V_{int} es la velocidad interválica, $T(0)_N$ y $T(0)_{N-1}$ son el tiempo doble en la base y tope respectivamente del intervalo o estrato N.

Para el caso del pozo FRA0008 se obtuvo para la zona indicada (Formación Paují) en la Figura 27.

$$\frac{\lambda}{4} = \frac{11.658,12 \text{ pies/s}}{4 \cdot 21 \text{ Hz}} = 138,78 \text{ pies}$$



Figura 27. Velocidad sónica, interválica y TWT del pozo FRA008

4.5.2 Identificación del mecanismo generador de presiones anormales

Al observar los registros de la Figura 23, se observa un comportamiento anormal de los registros sónico y densidad alrededor de 15.000 pies, donde existe una abrupta disminución de velocidad y densidad. Existe también una respuesta del registro de

resistividad que pudiera responder a cambios en las propiedades de los fluidos contenidos en el intervalo donde se observan las anomalías de velocidad y densidad.

Luego de hacer la inspección preliminar anterior en los registros de todos los pozos control, cuyos comportamientos pudieran indicar influencia de presiones anormales, se realizaron en el programa *Drillworks*®, gráficos de densidad vs velocidad (Figura 28).



Figura 28. Gráficos Densidad vs Velocidad de los pozos control FRA001, FRA002 y FRA008 (Columna geológica tomada de PDVSA 2008)

4.5.3 Determinación del gradiente de sobrecarga, tren de compactación normal y estimación de la presión de poro.

Para la estimación de la sobrecarga (OBG) se utilizó el programa *Drillworks*®, a partir del registro de densidad (ρ_b) por medio de la Ecuación 3.1 (Figura 29).



Figura 29. Esfuerzo de sobrecarga (OBG) en el pozo FRA0008.

El cálculo del tren de compactación normal o LCN se realizó a través de la Ecuación 3.8. Se fundamenta en certificar un perfil indicador de porosidad como lo es el registro sónico, únicamente considerando su respuesta frente a las lutitas. Para éstos cálculos, se utilizó el programa Drillworks®. Para ilustrar lo anterior, en el registro gamma ray del pozo FRA0008 se realiza un corte de lutitas considerando un criterio de máximo contenido de dicha litología a la derecha de las líneas verticales rojas (Figura 30). El intervalo entre 15.500' y 16.000' se observa una respuesta típica de paquetes de arenas limpias, por lo tanto no se traza la línea de lutita en ese intervalo. A partir de 16.000' se observa una respuesta que representa intercalaciones de arenas y lutitas y en dicho intervalo no se reporta una variación brusca de velocidad lo cual pudiera indicar que todos esos paquetes representan un solo bloque hidráulicamente conectado. Luego, el programa tiene la capacidad de generar una curva filtrada del registro sónico frente a las lutitas obtenida superponiendo la selección de lutitas sobre el gamma ray al registro sónico, visto como una nube de puntos representando la lentitud en el lugar exacto de la identificación de las lutitas, logrando establecer la tendencia promedio de dicha nube de puntos en una curva suavizada (curva roja sobre registro sónico).



Figura 30. Líneas de lutitas y curva filtrada sobre registro sónico.

El tren de compactación normal se calibra simultáneamente con la curva filtrada del registro sónico frente a las lutitas y la curva de presión de poro estimada. La presión de poro se determina por el método de Bowers. Para éstos cálculos, se utilizó el programa *Drillworks*® y la Ecuación 3.18. Se calibra la presión de poro con el tren de compactación normal, los problemas operacionales de perforación, peso de lodo y con puntos de medición directa de la presión de formación como RFT (*repeat formation tester*). Finalmente se edita una curva de presión de poros por cada pozo control obteniendo así una propuesta de la presión de poro (Figura 31).

4.6 Interpretación de elementos sísmico – estructurales.

4.6.1 Calibración sísmica - pozo.

De los pozos disponibles, se cargaron en OpenWorks (R5000) los topes de las formaciones, los registros de pozo y los tiros de verificación (*checkshots*).

La ubicación espacial de los 3 pozos control (FRA0001, FRA0002 y FRA0008) con los cuales se realizaron todos los cálculos se muestra en la Figura 32. Estos pozos fueron

seleccionados por poseer todos los datos necesarios para poder cumplir con el flujo de trabajo o metodología general planteada.



Figura 31. Derecha: Tren de compactación normal . Izquierda: estimación de la presión de poro del pozo FRA0008



Figura 32. Ubicación pozos control utilizados para seguir el flujo de trabajo planteado en la metodología.

Para establecer el significado geológico de los marcadores sísmicos o correspondencia con los marcadores geológicos, es necesario calibrar la sísmica con los pozos. Para calibrarla, se debe realizar un sismograma sintético, donde se usan los registros sónicos y de densidad y el tiro de verificación (*checkshot*). El sismograma sintético responde a una serie de reflectividad, producto de la multiplicación del registro sónico, calibrado con el tiro de verificación densidad y la densidad (que da como resultado la impedancia acústica), la que al convolucionarse con una ondícula extraída de la sísmica, da como resultado una traza sintética.

Este sismograma sintético permite ajustar los reflectores en tiempo de las secciones sísmicas con los topes geológicos de los pozos en profundidad y así establecer los marcadores para interpretar horizontes con dichos topes. En este trabajo, se generaron tres (3) sismogramas sintéticos en la aplicación Well Seismic Fusion[™], correspondientes a los pozos FRA0001, FRA0002 y FRA0008, los cuales poseen cada uno de los registros de pozo necesarios para elaborar el sismograma. Con estos sismogramas se logró definir los reflectores sísmicos a interpretar, asociados a los topes de las Formaciones Onia, La Puerta, Lagunillas, Paují y Misoa.

Como ejemplo en la Figura 33a (calibración de FRA0008), se muestra de izquierda a derecha la escala tanto en profundidad vertical verdadera (TVD) como profundidad medida (MD) ambas en pies, seguidamente la curva del registro gamma ray (verde) y el sónico DT (azul) donde se observa una curva sintética (anaranjado), calibrada con el tiro de verificación, que ajusta sobre el registro sónico obtenido por herramienta de pozo.

Posterior a ésta, observamos el registro de densidad y luego la serie de reflectividad en conjunto con una curva de impedancia acústica. Seguidamente se observa una curva de velocidad sintética calculada a partir del sónico sintético y velocidades interválicas obtenidas del tiro de verificación.



Figura 33a. Calibración sísmica - pozo para el pozo FRA0008.

Finalmente en la Figura 33b, se observa el sismograma sintético (en color rojo) colocado sobre las trazas de la sísmica (en color azul), observándose un buen ajuste entre ellas.



Figura 33b. Calibración sísmica – pozo para el pozo FRA0008.

4.6.2 Interpretación sísmica - estructural.

La interpretación realizada sigue el flujo de trabajo mostrado en la Figura 34.



Figura 34. Flujo de trabajo para la interpretación - sísmica

• Determinación de la continuidad

La continuidad de los reflectores sísmicos y la identificación de estructuras asociadas a los cambios de la misma son características importantes para la correcta y eficiente interpretación sísmica. Se realizó una revisión del cubo sísmico para determinar la continuidad, observándose que tanto en líneas como en trazas podía seguirse muy fácilmente cada uno de los reflectores que están asociados a los marcadores estratigráficos que definen los topes de las formaciones geológicas, mostrando buena visibilidad a lo largo de toda el área a ser interpretada.

• Interpretación de fallas

Para la interpretación de fallas fue necesario tener conocimiento previo del régimen tectónico presente en el área, además se revisó el levantamiento sísmico para corroborar una interpretación previa del área en estudio. Se verificaron las fallas en el dominio del tiempo ya interpretadas del área en estudio que pudieran aportar información estructural útil para verificar la posible influencia que tendrían en la distribución de geopresiones y para delimitar estructuralmente el área. Para dicha verificación se obtuvo un volumen de semblanza en el programa Geoprobe R5000, a partir de la sísmica con el objeto de facilitar la visualización. Las fallas consideradas se muestran en la Figura 35.



Figura 35. Fallas consideradas para verificar la posible influencia en la distribución de geopresiones y delimitación estructural

• Interpretación de horizontes

Luego de la calibración sísmica - pozo, elección de los reflectores y determinación de la continuidad de los mismos, se procedió a visualizar la sísmica, como ejemplo una sección AA' (Figura 36) perteneciente al Campo Franquera del cubo sísmico *distom3D*. Los horizontes interpretados en el dominio del tiempo pertenecen a 5 marcadores geológicos los cuales son los topes de las Formaciones Onia, La Puerta, Lagunillas, Paují (Discordancia del Eoceno) y Misoa que se muestran en la sección sísmica a diferentes tiempos en la Figura 37a y Figura 37b.

Para la interpretación de los horizontes se utilizaron los programas DecisionSpace® Desktop y Geoprobe R5000. Se realizó tanto manualmente, siguiendo los reflectores en diferentes secciones que se seleccionaron cada 20 líneas y trazas para así generar un mallado por cada horizonte, como con la aplicación *ezTracker Plus* de DecisionSpace® Desktop, que permite interpolar los horizontes teniendo como guía el mallado obtenido

manualmente en cada uno de los horizontes asociados a los marcadores geológicos antes mencionados y generar horizontes con vista 3D.



Figura 36. Sección AA'

4.7 Obtención de un modelo de velocidades e integración de elementos estructurales.

El modelo de velocidades fue obtenido siguiendo un flujo de trabajo de 6 etapas en DecisionSpace® Desktop. La etapa 1 se inicia estableciendo los límites geográficos para definir el área en el cual se realizará del modelo de velocidades (Figura 38). En la etapa 2 se especifican los valores máximos y mínimos de velocidad según corresponde a la litología del área. Este proceso estuvo fundamentado en comparar las velocidades obtenidas del registro de lentitud o sónico y las velocidades interválicas de los pozos FRA001, FRA002 y FRA008 calculadas por el software a partir de los tiros de verificación, para así cotejar las similitudes inherentes a ambos datos de génesis distinta (Figura 39).

En la etapa 3 se utilizó como dato los horizontes interpretados de las Formaciones Onia, La Puerta, Lagunillas, Paují y Misoa, brindando al proceso la ventaja de seguir o calibrar el buzamiento y profundidad de las formaciones geológicas (Figura 40).



Figura 37a. Horizontes interpretados en el dominio del tiempo



Figura 37b. Horizontes interpretados en el dominio del tiempo



Figura 38. Límites geográficos para obtener el modelo de velocidades en el programa DecisionSpace® Desktop
₩ Velocity Modeling (OWJAB, FRANQUE	RA, ALL_DATA, JAB, US Oil Field)		x
File Tools Help			
i 😂 🔚 🕂 🗰 📚 🕲			
Construct Model	Project datum elevation:	0.0	feet
Geometry/Resolution	Model Top (depth below datum):	0	feet
Vell Surface Picks	Model Bottom (depth below datum):	20,000	feet
Add Salt Bodies	Default minimum velocity:	4,870	ft/s
Salt Bodies Build Salt	Default maximum velocity:	18,000	ft/s
Add Attributes	Resolution:	Preview resolution: 12.0 Hz	
Build Attributes		Medium resolution: 30.0 Hz Full resolution: 60.0 Hz	
		Specify resolution:	

Figura 39. Parámetros y resolución para obtener el modelo de velocidades en el programa DecisionSpace® Desktop



Figura 40. Elementos estructurales incluidos en flujo de trabajo para obtener el modelo de velocidades en el programa DecisionSpace® Desktop

Los elementos estructurales y el modelo de velocidades son integrados a través del módulo *Frame Work to Fill* (DecisionSpace® Desktop). Es importante destacar que la inclusión de los horizontes interpretados debe ser de manera ordenada de tope a base, siguiendo la secuencia que rige la columna estratigráfica del área, además de proporcionar el tipo de contacto que tienen entre sí, o geometría de depositación (Figura 41).

Como etapa 4 se considera el volumen de velocidades RMS del procesamiento sísmico para alimentar el cálculo del modelo de velocidades (Figura 42)



Figura 41. Módulo *Frame Work to Fill* ™ para gestionar elementos estructurales incluidos en flujo de trabajo para obtener el modelo de velocidades en el programa DecisionSpace® Desktop



Figura 42. Volumen de velocidades RMS de procesamiento sísmico usado en la obtención del modelo de velocidades.

En la etapa 5 se incluyen los tiros de verificación (*checkshots*) que poseen cada uno de los pozos control. Este módulo permite observar diferentes tipos de velocidades en cada

uno de los pozos involucrados en el proceso. La inclusión de estas velocidades permiten al programa comparar y cotejar los valores calculados o estimados a partir de su algoritmo basado en tomografía sísmica y los valores determinados a partir de los datos proporcionados por los tiros de verificación (Figura 43).



Figura 43. Velocidades interválicas y RMS del pozo FRA0008 incluido en el flujo de trabajo para obtener el modelo de velocidades en el programa DecisionSpace® Desktop

Por último la etapa 6 incluye los marcadores estratigráficos relacionados con los horizontes interpretados por medio de la calibración sísmica – pozo (Figura 44).

ø	🥪 Velocity Modeling (OWJAB, FRANQUERA, ALL_DATA, JAB, US Oil Field)								
Fi	le Tools Help								
:	0 🖬 🕂 🗰 🍋 🕐								
E	Construct Model	lg	nore physical constrai	nts to mir	nimize pick errors 🚺	0	Pick Detail	s	
	😽 Seismic Velocity		Surface Pick Name	Use	Time Horizon	Well List	Inter-Well Poin	nts	
	7 Time-Depth Curves	1	ONIA	<	ONIA	FRANQUERA	None	~	
		2	LA_PUERTA	N	LA PUERTA	FRANQUERA	None	~	
	🔛 Build Model	3	LAGUNILLA_BAC	V	LAGUNILLAS	FRANQUERA	None	~	
6	Add Salt Bodies	4	ER-E0	V	PAUJI	FRANQUERA	Default Point	~	
	🚰 Adding Salt Input	5	B-1.0	V	MISOA	FRANQUERA	Default Point	~	
	名 Salt Bodies 🔄 Build Salt								

Figura 44. Marcadores estratigráficos incluidos en el flujo de trabajo para obtener el modelo de velocidades en el programa DecisionSpace® Desktop

4.8 Metodología para generar un volumen de presión de poro.

Al concretar los 3 pasos definidos en el esquema metodológico general (Figura 22), se obtienen los elementos necesarios para finalmente generar un volumen de presión de poro en el área. Para ello se necesita en primer lugar el volumen de velocidades obtenido, para a través de la ecuación de Gardner (Gardner et al., 1974), estimar a partir de los datos de velocidad un volumen de densidad limitado al área en estudio usando el programa DecisionSpace® Desktop. En segundo lugar se incluyen los horizontes interpretados lo cual permite al programa lograr un mejor rendimiento en la distribución de los valores de densidad respetando la geometría de las formaciones geológicas (Figura 45). Los parámetros a y b (Figura 45) de la ecuación de Gardner (Ecuación 4.6) fueron calibrados obteniendo curvas de densidad sintética a partir de los registros sónicos. Estas curvas sintéticas de densidad fueron comparadas con los registros de densidad reales (RHOB) adquiridos con herramientas de pozo y con las curvas extraídas del volumen de densidad obtenido (Figura 46).

$$\rho = a \left(\frac{10^6}{DT}\right)^b \quad (a \text{ y b son parámetros de ajuste y DT es el registro sónico}) \tag{4.6}$$



Figura 45. Parámetros (a y b) y elementos estructurales (horizontes interpretados) usados para estimar el volumen de densidad.



Figura 46. Curvas de densidad RHOB y sintéticas del pozo FRA0002.

A partir del volumen de densidad se obtiene un volumen de esfuerzo de sobrecarga en DecisionSpace® Desktop, utilizando la Ecuación 3.1 (Figura 47).

OecisionSpace Desktop: 1 [FRANQUERA]	
💙 삼 Calculate Overburden Gradient 🛛 😕	
🛋 📓 😫 🖉	Inte
Select a method: Bulk density 🗸	rpre
Density option:	tatic
Bulk density cube:	Ξ
DENSITY, 1	
Use density pane parameters	1 d
Output OBG name: OBG	Geome
Create Overburden Gradient	chanics
	×

Figura 47. Calculo de esfuerzo de sobrecarga

Finalmente se genera en DecisionSpace® Desktop el volumen de presión de poro para el área en estudio, a través del método de Bowers (Ecuaciones 3.15-3.18) (Figura 48).

Ś	DecisionSpace Desktop: 1 [FRANQUERA]		
	Perspective: Geophysics	~ *	
î	31 🏭 🎎 🐼 🕑 🔮 🗄 ∔		
I	Map 1 (TWT)	3 🕁 🔳	
	V 🕅 Calculate Pore Pressure Gradient		
	a 📓 🔮 🔞 🖉	E	
	Select a method: Bowers interval velocity	erpr	
	OBG option:	etati	
	Overburden Gradient cube:	9	Parámetros A y B de la LCN
	OBG, 1		-
	Use OBG pane parameters	A	
	Description (11.2)	Geo	
	Parameter A: 14.2	mec	
	Parameter B: 0.724	han	
		ics	
	Horizon A B		
	1 ONIA, NEW_ezT, JAB, TIME 14.200 0.724	۱.	
	2 LAPOERTA, NEW_021, JAB, 14.200 0.724 3 LAGUNILLAS NEW 027, JAB, 14.200 0.724		
	4 PAUJI, MLTIMP, JAB, TIME_S 14.200 0.724	1	
	5 MISOA, NEW_ezT, JAB, TIME 14.200 0.724	/	
0			
Î	Output PPG name:		
	Create Pore Pressure Gradient		
1			

Figura 48. Generación del volumen de presión de poro.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1 Análisis del modelo 1D de presión de poro.

Antes de iniciar el proceso de cálculo o predicción de presión de poro es necesario determinar el mecanismo generador de sobrepresión. El comportamiento de los gráficos cruzados de densidad y velocidad sónica de los pozos FRA0001, FRA0002 y FRA0008 se señala con curvas de color negro en la Figura 49.



Figura 49. Análisis de gráficos cruzados de velocidad y densidad de los pozos FRA0001, FRA0002 y FRA0008

Swarbrick (2012) presenta el gráfico de correspondencia de Bowers del mecanismo de generación de presión de poro y el comportamiento de las gráficas cruzadas de densidad y velocidad. Tomando en consideración que el comportamiento para todos los pozos control es el mismo, se puede tomar como ejemplo el gráfico del pozo FRA0002 y compararlo con el de dicha correspondencia (Figura 49). Se observa claramente que el mecanismo generador parece corresponder a expansión de fluidos (*unloading*), al ser la tendencia identificada con la letra (b) la que se ajusta al comportamiento del gráfico. Esto implica que el modelo matemático a utilizar para calcular la presión de poro será la Ecuación 3.18.

Se asocia a la expansión de fluidos el incremento de temperatura como uno de los principales detonadores de este mecanismo, entre otras condiciones. En la Figura 50 los puntos de color rojo corresponden a la Formación Paují cuyo tope se encuentra a una profundidad de 13.960 pies lo cual según el gradiente de incremento de temperatura de 30° C/Km $\pm 10^{\circ}$ C (Swarbrick, 2012) permite estimar la temperatura de la Formación en 125,7°C $\pm 10^{\circ}$ C, la cual supera el punto de ebullición del agua y pudiera ser un agente de notable influencia para que exista un escenario de expansión de fluidos en la Formación Paují.



Figura 50. Determinación de mecanismo generador de geopresiones (Modificado de Sawarbrick, 2012).

En los registros sónico y densidad del pozo FRA0001 quedan de manifiesto comportamientos característicos de escenarios de presión anormal. En la Figura 51 se observa una disminución abrupta de velocidad y densidad entre 13.500' y 14.000', lo cual puede atender a un incremento de espacio poral originado por la presión de fluidos confinado sin posibilidad de drenar.

De igual manera en el registro de resistividad se observa una disminución de los valores lo cual puede atender a la presencia de fluidos poco resistivos; y el registro de densidad presenta una variación, disminuyendo los valores a la misma profundidad evidenciando subcompactacón y manteniéndose después constante evidenciando un mecanismo de expansión de fluidos. El comportamiento de los registros es diferente para las capas más someras, tendiendo a tener una respuesta normal a medida que profundiza, lo cual puede ser indicador de un escenario de presión hidrostática a lo largo del recorrido desde superficie hasta 13.500'.



Figura 51. Análisis de los registros sónico, resistividad y densidad del pozo FRA0001.

Se estimó la curva normal de compactación usando la Ecuación 3.8, la cual representa una respuesta idealizada de lentitud frente a un escenario de presión de poro normal. Esta curva se compara con la respuesta del registro sónico frente a las lutitas, es decir una curva filtrada o suavizada de dicho registro donde sólo se considera lutitas, ya que el método de predicción sólo es aplicable para dicha litología.

En todos los pozos control (FRA0001, FRA0002 y FRA0008) los parámetros de ajuste A=14,2 y B=0,724 fueron calibrados frente a la curva filtrada del registro sónico frente a las lutitas, y a su vez con la de presión de poro obtenida con la Ecuación 3.18 y los datos de la experiencia de perforación, dando la mejor tendencia para los tres pozos.

El haber obtenido el mismo valor para los parámetros A y B en todos los pozos puede responder a que el área geológicamente tiene el mismo comportamiento estratigráfico, no existe variación lateral en términos de composición o génesis y las litologías son las mismas para toda la extensión del área en estudio, compartiendo el mismo patrón de sedimentación (Figura 52).



Figura 52. Curvas de compactación normal (curvas rojas) frente la respuesta del registro sónico frente a las lutitas (curvas azules) pozos FRA001, FRA002 y FRA0008.

Como resultado del paso 1 de la metodología general se obtuvo el modelo 1D de presión de poros del Campo Franquera usando los datos disponibles en los pozos FRA0001, FRA0002 y FRA0008 (Figura 53). Los parámetros obtenidos para los calcular la LCN y la presión de poro se observan en la Tabla 1.



Figura 53. Modelo 1D de presión de poro en pozos FRA0001, FRA0002 y FRA0008

	Parámetros	FRA001	FRA002	FRA008
Línea de compactación	А	14,2	14,2	14,2
normal	В	0,724	0,724	0,724
	U	4	4	4
	А	14,2	14,2	14,2
Predicción de presión	В	0,724	0,724	0,724
de poro	σ_{max}	998,44	983,27	992,33
	V_{ml}	200 us/f	200 us/f	200 us/f

Tabla 1. Parámetros usados para calcula LCN y presión de poro

 $\sigma_v = Sobrecarga\; y \; V_p = Velocidad\; p$

Se identifican 4 zonas que pueden reflejar el comportamiento de la presión de poro. La zona 1 desde superficie hasta 12.500' se asocia a un posible comportamiento normal de presión de poro, es decir presión hidrostática, la zona 2 desde 12.500' hasta 13.500' representa una posible transición con aumento gradual de presión, la zona 3 desde 13.500' hasta 14.120' un intervalo de presión anormal de poro y la zona 4 desde 14.120 hasta 18.500' podría identificarse como un cuerpo cuya presión está dada por los RFT medidos directamente sobre ella, considerando que es permeable y la metodología de Bowers no aplica a sus características litológicas predominantes (areniscas) (Figura 54).

De la metodología para predecir o cuantificar presión de poro en el pozo FRA0001, se obtienen valores de presiones anormales en la Formación Paují (lutitas) que oscilan desde 13 ppg (libras por galón) hasta un valor máximo de 13,91 ppg a una profundidad comprendida entre 13.905' y 14.377', lo cual es cónsono con el comportamiento descrito previamente por los registros sónico y densidad. Por otro lado, también se observa una etapa de transición desde 11.588' hasta el tope de la Formación Paují y la curva de presión de poro propuesta (PP FINAL) se ajustó a los RFT tomados en la Formación Misoa, que son lecturas o mediciones directas de presión a través de herramientas de pozo (Figura 54).

El peso de lodo, las pruebas de RFT o de presiones medidas y las manifestaciones de gas son indicadores de la experiencia de perforación que ayudan a calibrar la LCN y obtener la predicción de presión de poro acorde a dicha experiencia de perforación. Es notable que la predicción de presión de poro se ajusta adecuadamente a la tendencia del peso de lodo que tiene una lectura en unidades de presión ppg, que atiende a la necesidad de mantener la estabilidad durante la perforación para evitar que la descompensación que se produce al perforar un pozo coloque en riesgo la seguridad de la operación. El comportamiento de la curva de presión de poro desde superficie hasta 11.588' se mantiene homogéneo respetando la tendencia del tren de compactación que indica un comportamiento hidrostático en términos de presión (Figura 55). Por otro lado, en el campo Franquera en la mencionada zona de transición existe evidencia de presencia de gas, lo cual produce un efecto de aumento de presión de poro. La cromatografía de gas realizada en el área durante la perforación indica altos niveles de acumulación (Anexo 2).

En el pozo FRA0002 se observa un comportamiento de presión normal o hidrostática desde superficie hasta 13.782', una zona de transición desde 13.782' hasta 14.192' con valores comprendidos entre 8,76 ppg y 10,97 ppg. Luego en la Formación Paují desde 14.192' hasta 14.951' se evidencia presión de poro anormal con valores que oscilan entre 12,75 y 13,78 ppg. El pozo FRA0008 presenta un comportamiento de presión de poro hidrostático desde superficie hasta 12.839'. Desde 12.839' hasta 14.448' una zona de transición con valores comprendidos entre 8,63 ppg y 11,09 ppg y finalmente una zona de anormalmente presurizada en las lutitas de la Formación Paují entre 14.448 y 15.683' con valores de presión que oscilan entre 12,93 ppg y 13,92 ppg (Figura 55)



Figura 54. Análisis de presión de poro en pozo FRA0001.



Figura 55. Presión de poro en pozos FRA0002 y FRA0008.

5.2 Análisis de los elementos estructurales del área en estudio.

La configuración estructural en el área de estudio (Figura 56) no contribuye en la alteración de presiones ni ejerce control alguno sobre su distribución. Las fallas empiezan a tener influencia en el marco de la configuración estructural desde el tope de la Formación Misoa, propagándose estas hacia las formaciones infrayacentes. Las presiones anormales se registraron en la Formación Paují que se ubica suprayacentemente sobre la Formación Misoa y no está afectada por las fallas en el área y la configuración estructural transferencia lateral de presión alguna.

En relación a la calibración sísmica - pozo, el principal parámetro que puede cuantificar el grado de certidumbre en el proceso es el coeficiente de correlación cuyo valor es mayor de 0,6 para todos los pozos, logrando el mejor ajuste en el pozo FRA0008 donde el coeficiente de correlación es de 0,83. Para el pozo FRA0001 se registra un valor de 0,66 y para FRA0002 de 0,64, además de las ondículas extraídas de la sísmica (Figura 57).



Figura 56. Configuración estructural del área en estudio.

synuleuc correlation		Ondícula FRA0001
Synthetic:	SYNT_FRA0001	-200
Wavelet:	Smoothed Wavelet FRA0001	3 ¹⁰⁰
Seismic dataset:	distom3d_StrcFltrPf_111115	
Trace location:	IL 2013, XL 2194	i ^Ĕ 100
Correlation range (ms):	2800.00 - 3100.00	200
Corr. coefficient:	0.66 (best TS+PR)	-1.0 -0.5 0.0 0.5 Amplitud

Synthetic Correlation		Ond	ícula FRA0002		Synthetic Correlation			Ondícu	da FRA0	008
Synthetic: S	SYNT_FRA0002	-200	Į		Synthetic:	SYNT_FRA0008	-200			
Wavelet: S	moothed Wavelet FRA0002	a ⁻¹⁰⁰	\leq		Wavelet:	Smoothed Wavelet FRA0008	¹⁰⁰ ^{−100} ^{−10}		2	
Seismic dataset: di	listom3d_StrcFltrPf_111115	odu o		-	Seismic dataset:	distom3d_StrcFltrPf_111115	i) odu			>
Trace location: IL	1942, XL 2174	i [≝] 100	5		Trace location:	IL 1862, XL 2221	i [≌] 100-		3	
Correlation range (ms): 2	800.00 - 3290.53	200			Correlation range (ms):	2900.00 - 3200.00	200			
Corr. coefficient: 0.	.64 (best TS+PR)	-1.0	Amplitud	5	Corr. coefficient:	0.83 (best TS+PR)		-1.0 -0.5	mplitud	'0.5

Figura 57. Coeficientes de correlación y ondículas extraídas de la sísmica en los pozos FRA0001, FRA0002 y

FRA0008.

Las fallas permitieron corroborar la delimitación del área. En el horizonte perteneciente al tope de la Formación Misoa (Figura 58) se pueden identificar dichas fallas. Según informe interno de PDVSA (2008), la estructura del área Franquera es un homoclinal cortado por la falla originalmente normal VLG-3729, la cual fue parcialmente invertida durante el Eoceno Medio y el Mioceno.

Los saltos verticales varían entre 50' y 200' a nivel Terciario. Durante el Eoceno – Medio se produjo una erosión provocando una disminución de los niveles más someros, observandose evidencia de la inversión de la falla en los estratos de menor espesor en los niveles someros (Tope de la Formación Misoa).

El límite oeste lo constituye una zona de fallas normales que buzan hacia el este que se denominaron Fallas Pasillo las cuales se profundizan hasta el Paleoceno y presentan saltos verticales de hasta 400'. Hacia el este, el límite está definido por una falla normal con buzamiento hacia el este que se denominó falla TOM - 1, la cual presenta un salto vertical de hasta 600'.

Sobre el horizonte que representa el tope de la Formación Misoa se calculó el atributo Dip en DecisionSpace® Desktop. Este atributo representa la magnitud de la pendiente máxima de las reflexiones sísmicas, que es la pendiente medida en la dirección del acimut. El atributo Dip destaca las tendencias estructurales entre ellas fallas (Figura 59) (Landmark, 2013).



Figura 58. Tope de la Formación Misoa y fallas preponderantes en el área.



Figura 59. Atributo Dip aplicado sobre tope de Formación Misoa.

5.3 Análisis del modelo de velocidades.

Aplicar la metodología descrita permitió obtener un volumen de velocidades cuyos valores cotejan con un grado de certidumbre elevado a las características geológicas de las formaciones presentes en el área. Los valores de velocidad del modelo obtenido, cuyo algoritmo de cálculo está basado en tomografía sísmica; al compararlos con los valores obtenidos de los tiros de verificación (*checkshots*), revelan una diferencia máxima de 30', al momento en que el software genera una relación entre las velocidades y la profundidad. En la Figura 60, se observa la comparación de los valores de la velocidad estimada del modelo 3D y la velocidad obtenida de los tiros de verificación del pozo FRA008, además de la diferencia entre las profundidades calculadas a partir de dichas velocidades a lo largo del recorrido del pozo. Estos resultados se caracterizan por un margen de error que no supera el 10%, lo cual indica que el modelo obtenido es lo suficientemente resolutivo para describir el comportamiento de las velocidades del área.

fime-Dep Source X: Source Y: Source de Calibratin	th Curve: pth: g velocity model	TZFRA0008_WSF 280,734.9 1,057,592.1 -0.0 vel32	feet feet Select From Inve	intory		Profundidad: I Tiempo doble: Velocidades: 1 Coordenadas:	Unidade Pies (ft) Milisengundos ft/s Pies (ft)	s .(ms)		- Velocida
a v 1		vo-Way Time	ज द त	Velocidad e tiros de ver	estimada a pa ificación	rt <u>ir de</u>		/		del modelo
1190	10000000000000000000000000000000000000	V and		(Checkshots	Number Coloradora	Dauth Cala	Ulatanat		Veren	
IW	o-way time	A-coord	1-COOPD	Depen	Debai Calonated	Depth-Gaic	v interval	v interval Galculated	v Average	
2	242.2	921,044.3	3,409,783.8	-03.0	0.0	0.0	6.043.6	0.0 8 667 A	6 640 6	
2	411.5	021,044.3	3,409,703.0	1 266 2	1 357 6	-10.9	0,213.0	6,500.3	0,040.0	
2	646.1	921,043.2	3 469 796 2	2 176 1	2 102 0	-16.7	6 903 0	7 119 0	6,735.0	
	837.5	021 044.2	3 460 704 0	2,006.1	20126	-10.7	7,629.3	7 521 5	6 030 0	
6	1 0 26 9	921 039 4	3 469 706 7	3,636,1	3,656.2	-20.1	7 700 2	7.952.6	7 081 7	
7	1 183.8	921 038 2	3 460 700 7	4 286 1	4 289 9	-38	8 284 6	8.561.8	7 241 2	
8	1 395 9	921 039 A	3 469 795 6	5 286 1	5 273 2	12.9	9.428.7	89128	7 573 6	
9	1.534.5	921 035 0	3 469 794 3	5,936.1	5,932.9	32	9 379 1	9.518.9	7 736 7	
10	1740.4	921 029 6	3 469 805 5	6.945.9	6,972.5	-25.6	9,809,6	10 098 8	7 981 9	
1	1,918,1	921.042.1	3 469 820 4	7,915.6	7,924.0	-8.4	10,913,3	10,708.0	8,253.5	
12	2.237.9	921.079.5	3,469,810,8	9,734.8	9,752.4	-17.6	11.377.3	11,434.9	8,699.9	
13	2,452.3	921,080.3	3,469,793.4	11,064.6	11,054.3	10.4	12,405.0	12,144.4	9.023.8	
4	2,661.3	921,071.3	3,469,807.3	12,434.5	12,419.4	15.1	13,108.0	13,062.8	9,344.5	
15	2,858.7	921,063.9	3,469,821.9	13,784.3	13,803.9	-19.6	13,675.4	14,026.4	9,643.6	
16	3,030.6	921,061.2	3,469,828.8	14,954.3	14,962.7	-8.4	13,618.8	14,401.9	9,869.0	
17	3,083.1	921,062.4	3,469,829.1	15,254.3	15,252.4	1.9	11,426.0	15,142.6	9,895.5	
18	3,115.9	921,064.0	3,469,829.7	15,454.3	15,465.2	10.9	12,186.5	15,142.7	9,919.6	
				10 844 8			444080	100100	40 450 4	1

Diferencia entre la profundidad calculada con el tiro de verificación y la profundidad estimada a partir de las velocidades del modelo 3D

Figura 60. Velocidades calculadas a partir del tiro de verificación y el modelo 3D, además de las correspondiente diferencia de profundidad a lo largo del recorrido del pozo FRA0008.

En la Figura 61 se muestra el modelo de velocidades 3D y las formaciones limitadas por los horizontes interpretados con sus respectivos períodos geológicos. Los valores de velocidad del modelo concuerdan con los valores de velocidad medidos en litologías y profundidades semejantes a cada una de las formaciones presentes (Figura 62), a excepción de la Formación Paují, donde las velocidades registran valores más bajos a los esperados. Esta anomalía o inversión de velocidad en ese estrato, cuya litología es descrita como lutitas, es característico de zonas de presiones anormales.







Figura 62. Velocidades en formaciones geológicas y descripción de la litología dominante (Modificado de

PDVSA 2004)

En la Figura 63 se observa un perfil donde se compara en cada pozo la curva de velocidad extraída del modelo de velocidades (curva azul) y la velocidad calculada a partir del registro sónico (curva negra). Es notable la inversión de velocidad en la Formación Paují en ambas curvas. En tal sentido el modelo de velocidades obtenido es cónsono con la realidad geológica y el posible comportamiento de la presión de poro.



Figura 63. Modelo 3D de velocidades del área en estudio.

En la Figura 64 se muestra una sección sísmica correspondiente al perfil AA' mostrado en la Figura 36. En dicho perfil se despliegan curvas de velocidad y presión de poro extraídas del modelo 3D de velocidades y de presión de poro respectivamente. Además sobre la sísmica se despliega la respuesta obtenida en el volumen de velocidades para toda la sección AA'. Se puede observar que la tendencia de dichas curvas es similar a los resultados obtenidos para el modelo 1D.



Figura 64. Perfil sísmico con despliegue de velocidades sobre todo el alcance del perfil y curvas de velocidad y presión de poros en los pozos FRA0001, FRA0002 y FRA0008 extraídos de los modelos 3D.

5.4 Análisis de volumen de presión de poros y densidad.

El volumen de densidad se generó a partir del modelo de velocidades utilizando la ecuación de Gardner con los parámetros a=0,23 y b=0,25, calibrados con los registros de pozos sónicos y densidad. La Figura 65 muestra la curva generada a partir del registro sónico (izquierda), el registro de densidad (centro) y la curva extraída del volumen de densidad en el pozo FRA0002 (derecha).



Figura 65. Curvas generadas usando la ecuación de Gardner comparadas con el registro de densidad del pozo FRA0002

El volumen de densidad (Figura 66 izquierda) calculado a través de la ecuación de Gardner, el cual fue usado para calcular el volumen de esfuerzo de sobrecarga (Figura 66 derecha); muestra la misma tendencia que se observó en los registros de densidad adquiridos por herramientas de pozo. Es claro que según el volumen de densidad en la Formación Paují existe una disminución considerable de densidad.

Sin embargo, existe cierto grado de incertidumbre en los valores obtenidos por la naturaleza del método de Gardner, además de que la disminución de densidad no es el único comportamiento posible frente a la disminución de velocidad, considerando que la estimación de densidades en el método de Gardner se basa en los valores de velocidad.



El modelo geomecánico 1D permitió calibrar los parámetros necesarios de la metodología de Bowers. Estos parámetros fueron datos de entrada para calcular el volumen de presión de poro del Campo Franquera. Considerando que no se encontró evidencia o registro de variación lateral en génesis y composición litológica se presume que litológicamente el área en general sufrió los mismos procesos geológicos y estratigráficos. El hecho de haber obtenido los mismos valores de los parámetros A y B de la LCN para los pozos control FRA001, FRA002 y FRA008 refleja la uniformidad de condiciones de depositación y compactación de sedimentos. Por lo cual se pueden utilizar los mismos parámetros para toda el área de estudio aunque hayan sido estimados para un conjunto de pozos muy cercanos entre sí, en comparación de la extensión del área.

Se calculó el volumen de presión de poro (Figura 67), generado en el programa DecisionSpace® Desktop, asumiendo expansión de fluidos como mecanismo generador de presiones anormales para toda el área, usando la Ecuación 3.18 y los parámetros de la Tabla 1. Los valores de presión están comprendidos entre 7 ppg y 8,5 ppg, con leves incrementos de presión entre 9 y 10 ppg a la altura de la Formación Lagunillas, efecto producido por la presencia de gas en dicha Formación, confirmada a través de la cromatografía de gas. Suprayacente al tope de la Formación Paují se encuentra una zona de transición desde el punto de vista de presión de poro, cuyos valores oscilan entre 10

ppg y 11 ppg para finalmente observar valores de presión anormal entre 11,5 ppg y 14 ppg, en todo el espesor y dimensión de la Formación Paují. En la Formación Misoa se evidencia una drástica disminución de presión de poro, sin embargo el valor real y confiable debe ser considerado a través de las lecturas o mediciones directas de presión de herramientas como RFT, que se pueden apreciar en el modelo 1D, dado a que litológicamente predominan areniscas. Por otro lado, esta disminución pudiera estar dada por ser un bloque hidráulicamente conectado a pasar de las intercalaciones de lutitas presentes. (Figura 68).

En el tope de la Formación Onia se observa una distribución uniforme de presión de poro con valores comprendidos entre 7,5 ppg y 8,5 ppg, para el horizonte que representa el tope de la Formación La Puerta la presión de poro experimenta un leve incremento hacia el Sur y presenta una posible anomalía hacia el norte. A parte de la anomalía de incremento de presión observada hacia el noreste causada por una posible migración de gas desde la Formación Lagunillas, los valores de presión tienden a mantener una distribución uniforme con valores de presión de poro que oscilan entre 8 ppg y 10,5 ppg (Figura 69).



Figura 67. Volumen de presión de poro correspondiente al Campo Franquera.



Figura 68. Volumen de presión de poros y cromatografía de gas en Formación Lagunillas

CONCLUSIONES

- Es posible generar eficientemente un volumen de presión de poro, a través de la metodología desarrollada para integrar el aporte del modelo geomecánico 1D y la configuración estructural usando las nuevas tecnologías operadas en diferentes etapas del proceso metodológico.
- Los valores de presión de poro tienen en general un comportamiento hidrostático en las formaciones suprayacentes a la Formación Paují, la cual presenta evidencia de estar anormalmente presurizada.
- El posible mecanismo generador de presión de poro en la Formación Paují fue identificado en el modelo geomecánico 1D como expansión de fluidos (*unloading*).
- El modelo de velocidades obtenido fue lo suficientemente predictivo, registrando un margen de error menor al 10%. Utilizando la metodología correspondiente se estimó un volumen de densidad, que fue calibrado con los registros de pozo, logrando que el volumen obtenido represente la misma tendencia observada en los registros de densidad de cada pozo control.
- El modelo 1D de presión de poro resultó ser una excelente herramienta para obtener el volumen de presión de poro, usando los parámetros calibrados de dicho modelo para el cálculo del volumen. En consecuencia el volumen de presión de poro representa un modelo calibrado representativo para el campo Franquera.
- Los elementos estructurales interpretados permitieron determinar que no existe influencia estructural en lo que se refiere al origen de las presiones anormales en el área y además determinar la distribución a través de los horizontes interpretados. La distribución de los valores de presión de poro en los topes de cada Formación coteja con los resultados obtenidos en el modelo 1D.

RECOMENDACIONES

- Realizar el cálculo del volumen de sobrecarga con un cubo de densidad derivado de una inversión sísmica, para mitigar el grado de incertidumbre inherente al método de Gardner.
- A medida que se perforen nuevos pozos se sugiere obtener registros sónicos, densidad y resistividad en toda la columna e incorporar dichos datos al proceso metodológico utilizado para mejorar e incrementar la certidumbre de los modelos obtenidos.
- Obtener registros de temperatura sobre todo a partir de la Formación Paují y realizar estudio geoquímico para evaluar la madurez del proceso generador de presión anormal.

BIBLIOGRAFIA

ACOSTA, J. (2001). Estado del arte en Predicción de Presiones Anormales, mediante Sísmica de

Superficie. Trabajo especial de Grado. Universidad de Los Andes.

- AUDEMARD, F. (1991). Tectonics of Western Venezuela. Tesis Doctoral, Rice University, Houston Texas, USA.
- AUDEMARD, F. A., AUDEMARD, J. y RODRIGUEZ, J. A., 1999, Neotectonic and paleoseismicity studies on the Urumaco fault, northern Falcón basin, northwestern Venezuela. *In*: Tectonophysics, v. 308, p. 23-35.
- AUDEMARD FE. y AUDEMARD FA. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*.
- BARTOK, P., REIJERS, T. J. A., y JUHASZ, I. (1981). "Lower Cretaceous Cogollo Group, Maracaibo basin, Venezuela: Sedimentology, Diagenesis and Petrophysics". A.A.P.G. Bulletin Vol. 65:1110-1134.
- CASTILLO, M. y MANN, P. (2006). Cretaceous to Holocene structural stratygraphic development in south Lake Maracaibo, Venezuela, inferred from well and three-dimensional seismic data. A.A.P.G. Bulletin Vol. 90: 529-565.
- CÓDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA. 1997. PDVSA, INTEVEP. http://www.pdv.com/lexico
- DE TONI, B., PARNAUD, F., PASSALACQUA, H., LOUREIRO, D., GOU, Y., GALLANGO, O., CAPELLO, M. A., TOCCO, R., PASCUAL, J. C., y COLLETA, B. Análisis Geológico Integrado de las Cuencas de Barinas y Maracaibo. PDVSA INTEVEP, 1994.
- DUERTO, L., ESCALONA A. y MANN, P. (2006). Deep structure of the Mérida Andes and the Perijá fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. A.A.P.G Bulletin Vol. 90: 505-528.
- EATON, B. A., (1972). The Effect of Overburden Stress on Geopressures Prediction from Well Logs Paper SPE3719 JPT 929–934.
- EATON, B. A., (1975). The Equation for Geopressure Prediction from Well Logs. Society of Petroleum Engineers of AIME. paper SPE 5544.

- ESCALONA, A. (2003). "Tectónica regional, estratigrafía por secuencia y propiedades de los yacimientos clásticos del Eoceno, Cuenca de Maracaibo, Venezuela" Tesis Doctoral, University of Texas at Austin, Texas, USA.
- GARDNER, G., GARDNER, L. y GREGORY, R. (1974). Formation velocity and density-the diagnostic basics for stratigraphic traps. Geopysics Vol. 39: 770 780
- GERENCIA DE ESTUDIOS INTEGRADOS BARUA-MOTATAN. (2002). Procedimiento operativo, Evaluación Modelo Petrofísico. Fase II PDVSA, E Y P. Venezuela. 75 p.
- GOULTY, N. y RAMDHAM, A. (2012). The challenge of pore pressure estimation in diagenetically consolidated mudrocks. EAGE First Break Vol. 30, Nº 12.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., DE AROZENA, I. y PICARD, X. (1980). "Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas". Caracas, Ed. Foninves, Tomos I y II.
- GONZÁLEZ, L. (2004). Analyse structurale et evolution tectonique des andes vénézuélienne nor orientales. Thèse de doctorat, L'Université de Pau.
- GONZÁLEZ, M. (2002). Estado del arte en predicción de gradientes de fractura y sobrecarga mediante sísmica de superficie. Trabajo especial de Grado. Universidad Simón Bolívar.
- HANTSCHEL, T. y KAUERAUF, A., (2009). Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. USA, Editorial Springer.
- JARAMILLO, A., GONZALEZ. L., LABRADOR, T. y BARRIOS, E. (2007). Evidencias de inversión estructural a partir del reconocimiento de estructuras complejas del tipo "Pop Up" a lo largo de la Falla transcurrente Lama-Icotea en la región de Ático, cuenca de Maracaibo, Venezuela. Informe interno Universidad de los Andes. 3
- LANDMARK GRAPHICS (2013). Registro de consulta del programa DecisionSpace Desktop. Halliburton.
- LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA L.E.V" (1999). Editado por el Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura (CIEN).
- LUGO, J. y MANN P. (1995). "Jurassic-Eocene tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela". AAPG Memoir Petroleum Basins of South America, Vol. 62, p 699.
- MANDL, G. (1987). Tectonic deformation by rotating parallel faults: the bookshelf mechanism. Tecnophysics, Vol. 141: 216-277.

- MANN, P., ESCALONA, A. y CASTILLO, M. (2006). "Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela" AAPG Vol.90; 445-477.
- MATHIEU, X. (1989). La Serranía de Trujillo-Ziruma aux confins du bassin de Maracaibo, de la Sierra du Falcón et de la Chaine Caraïbe. Lithostratigraphie, tectonique (surface-subsurface) evolution geodynamique: (unpublished Ph.D dissertation) L'Universite de Bretagne Occidentale, Bretagne, 264 p.
- MOUCHET J. Y MITCHELL A. (1989). Abnormal Pressures while drilling. Paris, TECHNIP.
- MUNOZ, F (1998). Cómo elaborar y asesorar una investigación de tesis. México, Prentice Hall Hispanoamericana, S.A
- MURRAY, S. (2009). Estadística. México, McGrawHill.
- OSTOS, M. y YORIS, F., 1997. WEC Evaluación de Pozos, Capitulo 1: Geología de Venezuela; Schlumberger, 44 p.
- PARNAUD, F., GOU, Y., PASCUAL, J.C., CAPELLO, M.A., TRUSKOWSKI, I., y PASSALACQUA, H., 1995. Stratigraphic synthesis of western Venezuela, en A.J. Tankard, R. Suárez, y H.J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, p. 681-698.
- PEDRAZA, S. (2005). Tomografía de refracción de primeras llegadas de una línea no recta en el campo skellefte, al norte de Suecia. Universidad Simón Bolivar, Caracas.
- PDVSA. 2005. Predicción de Presión de Poros. Nota Técnica.
- PDVSA. 2008. Informe técnico Plan de Desarrollo Campo Franquera.
- PESTMAN, P., GHOSH, S., MELENDEZ, L. y LORENTE, M.A. Marco tectonoestratigráfico y paleogeografía de la Cuenca de Maracaibo y áreas vecinas durante el Paleogeno. Publicación de la sociedad Venezolana de Geologos, Vol. 23, No. 1, 28-45. 1998.
- PINDELL, J. Y DEWEY, J., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. Tectonics 1 (2), 179-211.
- SANTOS, R. Y TOLEDO, C. 2009. Projetos de poços de petróleo. Geopressönes e assentamento de colunas de revestimentos. Río de Janeiro, Petrobras.
- SINGER, J. Well Evaluation Conference (WEC) 1997. Shlumberger Surenco

- GARBÁN, G. Y LLANOS, Y. Modelado geoquímico en el Sur del Lago de Maracaibo. Tesis de pregrado, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias. Mayo 2000.
- SWARBRICK, R., 2012, Review of pore pressure prediction challenges in high temperature areas: The Leading Edge, no. 11 p. 1288-1294, http://dx.doi.org/ 10.1190/ tle31111288.1
- YORIS, F. (1997). Estudio de secuencias clásticas por métodos petrográficos y estadísticos. Trabajo de ascenso. Universidad Central de Venezuela.
- ZHANG, J. (2011). Pore pressure prediction from well logs: Methods, modifications, and new approaches. Elsevier. Earth-Science reviews. 38, 50–63.

ANEXOS

File Header Version: 1.0 Fixed Length: 0 Format: 4-byte IBM float Num Extended Headers: 0 Num Samples: 1250 Sample Interval: 0.0040 Num Trace: 4234736 Sample Start: 0.0
Ascii Header
CONVERSE PERSON COLDENTE CENTRO DE PROCESSAMIENTO: CPORTE CONVERSE
CO2 NUMBRE DEL PROTECTO: MERGE CT 2007 AREA: CEUTA-TOMOFORO
C03 INLINE: 1211-2840 X-LINE: 1192-3/91 TIPO DE INFORMACION:PSTM APL CPP
C04 REEL NU: 1 FECHA DE PROCESAMIEN 10:28/08/2007 FORMATO: SEGY
C06 CONTRATISTA DE COPIADO: EECHA DE COPIADO:
C07 DATUM: 0 M VELOCIDAD DE REEMPLAZO: 2000 M/S
C08 TIEMPO PRIMERA MUESTRA: 0 MS
C09 X Y INLINE X-LINE
C10 P1 316441 1048240 1188 1192
C11 P2 242500 1023500 1188 3791
C12 P3 300268 1096576 2887 1192
C13 P4 226327 1071826 2887 3791
C14 INTEGER INLINE NUMBERS: SEGY BYTES 189-192
C15 INTEGER X-LINE NUMBERS: SEGY BYTES 193-196
C16 INTEGER CELL CENTER X-COORDINATE: SEGY BYTES 181-184
C17 INTEGER CELL CENTER Y-COORDINATE: SEGY BYTES 185-188
CI8 TASA DE MUESTREO: 4 MSEG LONGITUD DE REGISTRO: 5000 MSEG
CI9 COBERTURA: 31 MUESTRAS POR TRAZA: 1251 TOTAL TRAZAS:
C20 TAMANO DEL BIN EN LA DIRECCION INLINE (ADQUIRIDO): 30 M
C21 TAMANO DEL BIN EN LA DIRECCION ALINE (AQUIRIDO) : 30 M
C23 TAMANO DEL BIN EN LA DIRECCIÓN YLINE (PROCESADO): 30 M
C24 DATIM GEODESICO: LA CANOA
C25 PROYECCION CARTOGRAFICA: UTM
C26 IDENTIFICACION DEL ESERCIDE: HAYFORD INTERNATIONAL
C27 HUSO: 19
C28 POST PROCESOS PSTM:
C29 BALANCEO ESPECTRAL
C30 DECONVOLUCION FX (VENTANA ESPACIAL 31 TR, OP. DE 5 PUNTOS, LONG 200 MS)

Anexo 1. Cabezal de la sísmica usada donde se observa la configuración inline y crossline



Anexo 2. Cromatografía de gas