



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN DE RECURSOS NATURALES – PERFORACIÓN

ESTIMACIÓN DE LA PRESIÓN DE PORO CONSIDERANDO LA COMPACTACIÓN
DE LAS SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA
PEDRO QUINTERO ESCALANTE

TUTOR
DR. RUBÉN NICOLÁS LÓPEZ
FACULTAD DE INGENIERÍA

CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MÉXICO, JUNIO, 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Dedicatoria

A mi amada esposa **Angélica**.

A mi amada madre **Nohemí** y mis preciados hermanos **Waldo** y **Juan**.



Agradecimientos

A mi Dios Jehová

Por enseñarme cuál es la mejor educación.

Esto es lo que afirma Jehová;

“Que el sabio no presuma de su sabiduría,
que el poderoso no presuma de su poder
y que el rico no presuma de sus riquezas”.

“Pero que quien presuma lo haga de esto:
de tener entendimiento y conocimiento de mí,
de que yo soy Jehová, aquel que demuestra amor leal,
justicia y rectitud en la tierra,
porque estas cosas son las que me gustan”,
afirma Jehová.

(Jeremías 9:23,24)

A mi esposa Angélica

Por el invaluable apoyo que me brindaste cada día.

Cuando estoy entre tus brazos, siempre me pregunto yo: ¿Cuánto me debía el destino que contigo me pagó? ♪

A mi madre Nohemí

A la que me amó antes de conocerme. Gracias por confiar siempre en mí.

Al Dr. Rubén Nicolás López

Por su excepcional compromiso como tutor y profesor.

A los miembros del jurado

Dr. Fernando Samaniego Verduzco, Dr. Erick Emanuel Luna Rojero, Dr. Juan Pedro Morales Salazar, Dr. Rubén Nicolás López y M. en C. David Escobedo Zenil. Por sus valiosos comentarios que permitieron fortalecer esta tesis.

A los profesores del posgrado en EERN de la UNAM

Por enseñarme la importancia de conocer mis limitaciones y, lo más importante de todo, de estar consciente de mi propia ignorancia.

Índice

Resumen	1
Introducción.....	2
Capítulo 1: Teoría de la compactación de los sedimentos	6
1.1 Mecánica de la sedimentación y diagénesis	6
1.2 Modelos de compactación	10
1.3 Generalidades de la compactación en diferentes sedimentos	13
1.3.1 Arcillas	14
1.3.2 Arenas	15
1.4 Equilibrio en la compactación	18
Capítulo 2: Origen de la presión anormal.....	20
2.1 Mecanismos principales de presión anormal	21
2.1.1 Desequilibrio en la compactación	21
2.1.2 Expansión de fluidos	24
2.1.3 Transferencia de carga	27
2.1.4 Compactación química	30
2.1.5 Flotación	33
2.1.6 Transferencia de presión	35
2.2 Identificación de los mecanismos de presión anormal	38
2.2.1 Combinación de curvas	38
2.2.2 Diagramas de Bowers	39
2.2.3 Diagrama de velocidad-densidad	41
Capítulo 3: Fundamentos de la secuencia estratigráfica.....	43
3.1 Variaciones del nivel del mar y espacio de acomodación	44
3.2 Parasecuencia y patrones de apilamiento	46
3.3 Superficies delimitadoras	50
3.4 Marco estratigráfico secuencial	51
3.5 Secuencia estratigráfica y presión de poro	54
Capítulo 4: Evaluación de la presión de poro	62
4.1 Identificación de las zonas de presión	62
4.1.1 Zona de flujo libre.....	63
4.1.2 Zona hidrodinámica	64
4.1.3 Zona de transición	66
4.1.4 Zona geopresionada.....	66

4.2 Selección de puntos de lutitas	68
4.2.1 Línea base de lutitas	68
4.2.2 Selección de retrogradaciones	70
4.3 Tendencia de compactación normal.....	72
4.3.1 Modelo semilogarítmico.....	74
4.3.2 Modelo de Chapman.....	75
4.4 Evaluación de la presión de poro en arcillas	76
4.4.1 Método de Eaton	76
4.5 Evaluación de la presión de poro en arenas compartimentadas	78
4.5.1 Flotación	78
4.5.2 Concepto de centroide	79
Capítulo 5: Teoría del medio efectivo	84
5.1 Modelos de límite	86
5.1.1 Límites de Hashin–Shtrikman–Walpole	87
5.2 Modelos de inclusión	88
5.2.1 Kuster y Toksöz.....	90
5.2.2 Medio efectivo diferencial	91
5.2.3 Mori-Tanaka	92
5.3 Cálculo de la relación de aspecto	93
Capítulo 6: Caso de aplicación	95
6.1 Metodología de evaluación.....	95
6.2 Descripción del caso de estudio.....	96
6.3 Marco estratigráfico secuencial	100
6.4 Selección de puntos de lutitas	102
6.5 Tendencia de compactación normal.....	104
6.6 Identificación de los mecanismos de presión anormal	105
6.7 Determinación de las zonas de presión	113
6.8 Cálculo de sobrecarga y presión de poro.....	114
6.9 Relación de aspecto del poro	117
6.10 Resultados	119
Discusión.....	122
Conclusiones	128
Referencias.....	130

Índice de tablas

Tabla 1 Clasificación de los modelos para el cálculo de los módulos efectivos de la roca (modificada de Schön, 2011).....	85
Tabla 2 Elasticidad de los poros según su relación de aspecto (modificada de Bowers y Katsube, 2001).....	89
Tabla 3 Parámetros P^{mi} y Q^{mi} para distintas formas de inclusión (modificada de Schön, 2011).	93
Tabla 4 Columna geológica perforada por el pozo W-1A.....	98
Tabla 5 Registros de pozo disponibles.	98
Tabla 6 Características físicas y descripción litológica del núcleo 1 (3086-3095 m). 98	
Tabla 7 Características físicas y descripción litológica del núcleo 2 (2316-2325 m).. 99	
Tabla 8 Valores óptimos para la tendencia de compactación normal para el pozo W-1A.	105
Tabla 9 Tipo de roca, electrofacie, tendencia del tiempo de tránsito y mecanismo de presión anormal presente en los intervalos de interés del pozo W-1A.	112
Tabla 10 Valores estimados de A y B para el modelo de Gardner.....	114
Tabla 11 Modelos utilizados para estimar la presión anormal en el pozo W-1A.	117
Tabla 12 Valores iniciales definidos para el cálculo de la relación de aspecto.....	118

Índice de figuras

Figura 1.1 Proceso de compactación mecánica de los sedimentos (modificada de Hantschel y Kauerauf, 2009).	7
Figura 1.2 Modelo de consolidación de los sedimentos sometidos a una carga vertical (modificada de Flemings, 2021).	8
Figura 1.3 Comparativa entre diferentes modelos de la compactación en las arcillas (modificada de Mondol et al., 2007).....	12
Figura 1.4 Comparación entre la tendencia de compactación generada por un modelo teórico y la tendencia de compactación real (modificada de Bjørlykke et al., 2004). ..	13
Figura 1.5 Reducción del volumen durante la compactación mecánica de sedimentos gruesos (arenas) y finos (arcillas) (modificada de Revil et al., 2002).....	15
Figura 1.6 Compactación mecánica en arenas de clasto grueso y fino (modificada de Dasgupta y Mukherjee, 2020).	16
Figura 1.7 Cambios en la compactación de la arena con el enterramiento (modificada de Dasgupta y Mukherjee, 2020).....	17
Figura 1.8 Tendencias de compactación normal (modificada de Hoesni, 2004).....	19
Figura 2.1 Presencia de los mecanismos de presión anormal en relación con la profundidad (modificada de Zhao et al., 2018).	21
Figura 2.2 Tendencias esperadas debido al desequilibrio en la compactación (modificada de Hoesni, 2004).	22
Figura 2.3 Incremento de la porosidad observado en el registro sísmico (ϕ_s) y de densidad (ϕ_D) debido a la presencia del desequilibrio en la compactación (modificada de Tingay, 2003).	23
Figura 2.4 Tendencias esperadas debido a la expansión de fluidos (modificada de Hoesni, 2004).....	25
Figura 2.5 Comportamiento de la tendencia de compactación normal (curva de carga) y la tendencia debido a la expansión de fluidos (curva de descarga) (modificada de Bowers, 2001).....	26
Figura 2.6 Estructura general de la porosidad de la roca. Los poros de almacenamiento alojan a los fluidos y los poros de conexión controlan las propiedades de transporte (modificada de Bowers y Katsube, 2001).....	27

Figura 2.7 Diagrama del proceso de reducción del volumen de arcilla debido a la transformación de esmectita a illita (modificada de Carcione et al., 2022).	28
Figura 2.8 Tendencias esperadas debido a la transferencia de carga (transformación de esmectita a illita) (modificada de Hoesni, 2004).	30
Figura 2.9 Tendencias esperadas debido a la compactación química (modificada de Hoesni, 2004).....	31
Figura 2.10 a) Etapas del proceso de disolución y cementación de cuarzo y b) diagrama de la reducción del volumen del poro ($V_a \rightarrow V'_a$) debido al reordenamiento de la matriz (V_r) y la cementación de cuarzo (V_r) (modificada de Hantschel y Kauerauf, 2009).	32
Figura 2.11 Migración vertical de los hidrocarburos por el efecto de la flotación (modificada de Beaumont y Fiedler, 1999).....	34
Figura 2.12 Incremento de la presión en la cima del yacimiento debido al fenómeno de la flotación (modificada de Beaumont y Fiedler, 1999).....	35
Figura 2.13 Distribución de la presión en a) yacimientos aislados y b) estratos bajo el efecto de la transferencia lateral de presión (modificada de Yardley y Swarbrick, 2000).	36
Figura 2.14 Demostración experimental de la preferencia de flujo y distribución de la presión debido a la transferencia lateral (modificada de Flemings, 2021).	37
Figura 2.15 Comportamiento de los registros de pozo en un intervalo de presión anormal ocasionada por el desequilibrio en la compactación (modificada de Zhao et al., 2018).....	39
Figura 2.16 Relación entre el esfuerzo efectivo y la velocidad acústica/densidad de los principales mecanismos de presión anormal (Zhao et al., 2018).....	40
Figura 2.17 Relación entre la velocidad acústica y la densidad de los principales mecanismos de presión anormal (Swarbrick, 2012).	42
Figura 3.1 Representación de los límites de una secuencia deposicional (modificada de Slatt, 2013).....	44
Figura 3.2 Nombres que recibe el nivel del mar según el punto de referencia (modificada de Slatt, 2013).	45
Figura 3.3 Procesos involucrados en la formación y llenado del espacio de acomodación (modificada de Coe et al., 2003).	46

Figura 3.4 a) Distribución lateral de las facies de una parasecuencia y b) su granoclasificación (modificada de Coe et al., 2003).....	47
Figura 3.5 Conjunto de parasecuencias progradaionales (modificada de Coe et al., 2003).	48
Figura 3.6 Conjunto de parasecuencias agradacionales (modificada de Coe et al., 2003).	49
Figura 3.7 Conjunto de parasecuencias retrogradacionales (modificada de Coe et al., 2003).	50
Figura 3.8 Clasificación de las electrofacies de acuerdo con la tendencia observada en el registro de rayos gamma (modificada de Milton y Emery, 1996).	52
Figura 3.9 Comportamiento del registro de Rayos Gamma en las superficies delimitadoras (modificada de Catuneanu, 2022).....	53
Figura 3.10 Secuencia estratigráfica típica de una cuenca sedimentaria y tendencias esperadas en el registro de rayos gamma a lo largo del margen continental (modificada de Shaker, 2002a).	55
Figura 3.11 Perfil de presión esperado en la plataforma continental interna (modificada de Shaker, 2002a).....	56
Figura 3.12 Perfil de presión esperado en la plataforma continental externa (modificada de Shaker, 2002a).....	57
Figura 3.13 Perfil de presión esperado en el borde continental (modificada de Shaker, 2002a).	58
Figura 3.14 Perfil de presión esperado en el talud continental (modificada de Shaker, 2002a).	58
Figura 3.15 Perfil de presión esperado en la zona batial (modificada de Shaker, 2002a).	59
Figura 3.16 Comparativa de la presión de poro existente en la plataforma interior, exterior y el borde continental (modificada de Shaker, 2002a).....	60
Figura 3.17 Comparativa de la presión de poro existente en el talud y la zona batial (modificada de Shaker, 2002a).....	60
Figura 3.18 Descenso de la cima de presión anormal en parasecuencias progradaionales debido a la transferencia de presión desde la lutita hacia la arena (modificada de Chapman, 1983).....	61

Figura 4.1 Zonas de presión del subsuelo según Fertl (presión normal y anormal) y Shaker (A-flujo libre, B-hidrodinámica, C-transición y D-geopresionada) (modificada de Shaker, 2012).....	63
Figura 4.2 Comportamiento típico de los registros de pozo en la zona de A) flujo libre, B) hidrodinámica, C) transición y D) geopresionada (modificada de Shaker, 2015). .	64
Figura 4.3 Gráfica del modelo empírico para el cálculo de la presión de poro en la zona hidrodinámica (modificada de Shaker, 2015).	65
Figura 4.4 Regresión de la presión de poro debido a la comunicación entre dos compartimentos (modificada de Shaker, 2002b).....	67
Figura 4.5 Aplicación del método de la línea base (línea punteada) para determinar las lecturas de tiempo de tránsito pertenecientes a las lutitas (rombos amarillos)....	69
Figura 4.6 Selección de los valores de tiempo de tránsito correspondientes a las lutitas (rombos amarillos) mediante la identificación de retrogradaciones (flechas negras). 71	71
Figura 4.7 Trazado de la tendencia de compactación normal (modificada de Shaker, 2007).	73
Figura 4.8 Tendencias de compactación normal observadas en distintas cuencas (modificada de Kumar, 1979).....	76
Figura 4.9 Perfil de la presión de poro debido al efecto de la flotación (modificada de Zhang, 2011).	79
Figura 4.10 Representación del concepto de centroide en un yacimiento inclinado (modificada de Bowers, 2002).....	80
Figura 4.11 Posibles escenarios de presión en un acuífero atravesado por una falla normal (modificada de Shaker, 2005).....	82
Figura 5.1 Efecto de la porosidad sobre las propiedades elásticas (modificada de Schön, 2015).	86
Figura 5.2 Diagrama general de los modelos límite para una mezcla de dos componentes (modificada de Mavko et al., 2020).	87
Figura 5.3 Representación geométrica de la relación de aspecto de la inclusión α (modificada de Schön, 2011).	89
Figura 5.4 Diagrama de flujo para el cálculo de los módulos efectivos K^* y μ^* y la relación de aspecto (α) a partir de los registros de densidad y sónico.....	94
Figura 6.1 Metodología propuesta para la evaluación de la presión de poro.	95

Figura 6.2 Localización geográfica del pozo W-1A.	96
Figura 6.3 Sección sísmica de las formaciones perforadas por el pozo W-1A.....	97
Figura 6.4 Identificación del conjunto de parasecuencias retrogradacionales con más de 10 metros de espesor (segmentos cafés) y granoclasificación representada a partir de la tendencia general del registro de rayos gamma.....	101
Figura 6.5 Determinación del marco estratigráfico secuencial en los registros del pozo W-1A.	102
Figura 6.6 Selección de los valores de lutita mediante la identificación de las parasecuencias retrogradacionales (valores anaranjados en GR y DT). Se aplicó el suavizamiento exponencial en el tiempo de tránsito de las lutitas para minimizar el ruido de los datos (Δt negro).....	103
Figura 6.7 Tendencia de compactación normal (TCN) mediante los modelos semilogarítmico y de Chapman, para el pozo W-1A.	104
Figura 6.8 Análisis de la presión anormal mediante la gráfica $\rho-V_p$. Los círculos azules muestran la tendencia de compactación normal (800 - 1950 m) y los círculos rojos muestran una tendencia de expansión de fluidos (1950 - 2030 m).....	106
Figura 6.9 Análisis de las electrofacies presentes en el intervalo de 1950 a 2030 m y su correspondencia con el tiempo de tránsito.	107
Figura 6.10 Análisis de las electrofacies presentes en el intervalo de 2115 a 2565 m y su correspondencia con el tiempo de tránsito.	108
Figura 6.11 Comportamiento de la porosidad en el intervalo de 2565 a 2730 m....	109
Figura 6.12 Análisis de las electrofacies presentes en el intervalo de 2565 a 2730 m y su correspondencia con el tiempo de tránsito.	109
Figura 6.13 Análisis de las electrofacies presentes en el intervalo de 2730 a 2940 m y su correspondencia con el tiempo de tránsito.	110
Figura 6.14 Identificación del mecanismo de expansión de fluidos a la profundidad de 2940 a 3500 m, mediante los gráficos cruzados de porosidad-profundidad y velocidad-densidad.	111
Figura 6.15 Análisis de las electrofacies presentes en el intervalo de 2940 a 3500 m y su correspondencia con el tiempo de tránsito.	112
Figura 6.16 Determinación de la B) zona hidrodinámica (0 - 2115 m), C) zona de transición (2115 - 2250 m) y D) zona geopresionada (2250 - 3500 m) del pozo W-1A.	113

Figura 6.17 Estimación del coeficiente A y exponente B del modelo de Gardner y validación de la densidad sintética obtenida mediante su comparación con el registro de densidad y los datos de núcleo. 115

Figura 6.18 Diagrama de la transferencia lateral de presión ejercida en el compartimento II y estimación de la profundidad de centroide aplicando el concepto del exceso de presión. 116

Figura 6.19 Diagrama de los módulos efectivos y relación de aspecto calculada para las zonas de compactación normal (círculos azules) y expansión de fluidos (círculos rojos). 118

Figura 6.20 Granoclasificación, marco estratigráfico secuencial y evaluación de la presión de poro en el pozo W-1A. Se muestra la presión en los sellos (I, II y III) y compartimentos (I y II). 121

Nomenclatura

Símbolo	Definición	Unidades
A	Coefficiente de la ecuación de Gardner	-
B	Exponente de la ecuación de Gardner	-
b	Factor de compactación	m
K_i	Módulo de compresibilidad del componente i	GPa
K_m	Módulo de compresibilidad de la matriz	GPa
K^*	Módulo efectivo de compresibilidad	GPa
n	Exponente de la ecuación de Eaton	-
P_a	Presión de poro del yacimiento	Kg/cm^2
P_h	Presión hidrostática regional	Kg/cm^2
P_l	Presión de poro en la lutita lejana al yacimiento	Kg/cm^2
P_p	Presión de poro	Kg/cm^2
Δt	Tiempo de tránsito	$\mu s/ pie$
Δt_m	Tiempo de tránsito de la matriz de la roca	$\mu s/ pie$
Δt_n	Tiempo de tránsito en la compactación normal	$\mu s/ pie$
Δt_0	Tiempo de tránsito en la superficie	$\mu s/ pie$
u_a^*	Exceso de presión en el yacimiento	Kg/cm^2
u_l^*	Exceso de presión en la lutita	Kg/cm^2
V	Velocidad compresional	m/s
V_s	Velocidad de corte	m/s
x_i	Fracción de volumen del componente i	-
Z	Profundidad de interés	m
Z_{base}	Profundidad de la base del yacimiento	m
Z_{cima}	Profundidad de la cima del yacimiento	m
Z_w	Profundidad del mar	m
μ_i	Módulo de corte del componente i	GPa

μ_m	Módulo de corte de la matriz	<i>GPa</i>
μ^*	Módulo efectivo de corte	<i>GPa</i>
ρ_b	Densidad aparente de la roca	<i>gr/cm³</i>
ρ_l	Densidad del lodo de perforación	<i>gr/cm³</i>
ρ_w	Densidad del agua	<i>gr/cm³</i>
σ_e	Esfuerzo efectivo	<i>Kg/cm²</i>
σ_n	Esfuerzo efectivo de la zona de compactación normal	<i>Kg/cm²</i>
σ_v	Esfuerzo vertical o sobrecarga	<i>Kg/cm²</i>
ϕ_n	Porosidad a la profundidad de interés <i>Z</i>	%
ϕ_0	Porosidad en la superficie	%
α	Relación de aspecto de la inclusión	-

Resumen

El trabajo presente se limita al estudio de la presión de poro en las rocas siliciclásticas. Se presenta una metodología para evaluar la presión de poro que incorpora el marco estratigráfico secuencial, el análisis de electrofacies y la identificación de los mecanismos de presión anormal. La metodología demuestra que se obtienen resultados más precisos cuando se determina la distribución litológica con apoyo del registro de rayos gamma y, posteriormente, se calcula la presión. Se aplicó la metodología en un pozo situado en la región norte de la costa del Golfo de México, lo que permitió demostrar que la presión de poro de la secuencia estratigráfica se genera debido a la presencia de cuatro mecanismos de presión anormal: desequilibrio en la compactación, expansión de fluidos, columna de gas y transferencia lateral.

También se propone una nueva técnica que permite identificar los intervalos de profundidad correspondientes a las lutitas, modelar la tendencia de compactación normal y, a diferencia de la técnica de la línea base de lutitas, determinar la distribución litológica de la secuencia estratigráfica. Este nuevo enfoque se basa en la selección de las parasecuencias retrogradacionales en el registro de rayos gamma.

Además, a través del uso de modelos de física de rocas, se estudia la relación de aspecto (o tamaño) de los poros de la lutita a medida que aumenta la profundidad y la magnitud de presión de poro a la que están sometidos. El análisis desarrollado demuestra que la representación gráfica de la relación de aspecto del poro contra el esfuerzo efectivo de la roca permite determinar el origen de la presión anormal en las lutitas.

Introducción

La presión de formación o de poro se define como la presión ejercida por el fluido que se encuentra en el espacio poroso de la roca. Esta se clasifica en normal si es equivalente a la presión hidrostática y anormal cuando es mayor a este valor (Bruce y Bowers, 2002). Factores como el aumento de la tasa de sedimentación, distribución litológica, procesos diagenéticos y tectónicos ocasionan que la presión anormal en el subsuelo varíe drásticamente, dificultando la perforación (Zhao et al., 2018). Por esto, una de las actividades de mayor complejidad e importancia dentro del diseño de pozos es la estimación de la presión de poro.

En las rocas siliciclásticas, existen diversos mecanismos que originan la presión anormal, a saber, el desequilibrio en la compactación, expansión de fluidos, transferencia de carga, compactación química, flotación y transferencia de presión (Swarbrick, 2012; Swarbrick y Osborne, 1998); cada uno genera una magnitud de presión distinta. En las últimas décadas, los avances realizados en las metodologías para identificar el origen de la presión anormal han permitido mejorar notablemente la precisión con la que se evalúa la presión de poro; de hecho, se ha demostrado que la presión en muchas cuencas se genera por la presencia de dos o más mecanismos (p. ej. Alabere y Akangbe, 2021; Tingay et al., 2009).

Las metodologías más empleadas para el cálculo de la presión anormal se apoyan en la capacidad que tienen algunos registros de pozo para reflejar el grado de la compactación de las arcillas. En consecuencia, la presión estimada a través de estos modelos se limita exclusivamente a las lutitas (Zhang, 2020). En contraste, la presión anormal en las areniscas no se puede identificar ni calcular con los registros de pozo; lo que dificulta el pronóstico de la presión en este tipo de rocas (Consuegra, 2021). Dado

que la secuencia estratigráfica es una sucesión de estratos permeables (como las areniscas) e impermeables (como las lutitas), uno de los desafíos principales es identificar apropiadamente la secuencia estratigráfica para aplicar la metodología de cálculo adecuada a cada tipo de litología.

Cuando la presión anormal no se estima con precisión, se genera un impacto negativo en los alcances técnicos, económicos y ecológicos (Zhang, 2011). El estudio presente se enfoca en la importancia de la secuencia estratigráfica en el desarrollo de la presión de poro. Limitado al estudio de las rocas siliciclásticas, se presenta una metodología que incorpora el marco estratigráfico secuencial, el análisis de electrofacies y la identificación de los mecanismos de presión anormal. La metodología demuestra que se obtienen resultados más precisos cuando se determina la distribución litológica previo al cálculo de la presión.

Justificación

La tesis aborda tres áreas que presentan oportunidades de mejora en el diseño y las operaciones de perforación:

1. Reducción del tiempo no productivo

Un estudio realizado con 2,622 pozos localizados en el Golfo de México señala que más del 24 % del tiempo no productivo se debe a problemas relacionados con la mala evaluación de las geopresiones, como brotes, pérdidas de circulación y entrada de agua superficial (Dodson, 2004). En otro estudio se concluye que, de los diez problemas principales que una compañía experimentó durante la perforación en el Golfo de México a lo largo de cinco años, la mayoría estaban relacionados con la presión del pozo (es decir, control del pozo, pérdida de circulación y pozo estrecho/tubería atascada), lo que representó una pérdida superior a 110 millones de dólares (Iyoho et al., 2005). Además, una investigación de incidentes durante la perforación en aguas profundas del Golfo de México reveló que en 83 pozos se produjeron 48 brotes y al menos el 21 % terminó en una pérdida total o parcial del pozo (Holand y Skalle, 2001). Aunque las cifras anteriores se limitan al Golfo de México, en realidad es un problema de alcance mundial. Por lo tanto, resulta esencial el desarrollo de metodologías que

permitan reducir el tiempo no productivo asociado a la evaluación inadecuada de la presión de poro, lo cual provoca pérdidas económicas millonarias y atrasos en las operaciones de perforación.

2. Determinación del origen de la presión anormal

Los avances en las metodologías para determinar el origen de la presión anormal han permitido demostrar que la presión en el subsuelo debe estimarse a partir de la combinación de modelos matemáticos (evaluación mixta), ya que puede existir más de un mecanismo de sobrepresión en una cuenca (p. ej. Alabere y Akangbe, 2021; Tingay et al., 2009). Sin embargo, un estudio reciente elaborado por Zhao et al. (2018), señala que estas metodologías no se aplican de manera rutinaria e incluso existen regiones, como en China, donde algunos métodos nunca se han aplicado. Además, en algunos casos no se presenta evidencia sólida que respalde los mecanismos diagnosticados en ciertas cuencas. En suma, estas deficiencias generan una mayor incertidumbre en la presión estimada. En México no se ha documentado algún estudio al respecto, pero es muy probable que el panorama sea similar. Por lo tanto, es importante contribuir con estudios que permitan caracterizar los mecanismos de presión anormal presentes en las cuencas de México y que sirvan como base para el diseño de la perforación de pozos en el futuro.

3. Análisis multidisciplinario

La estimación de la presión de poro suele limitarse al uso de algunos registros de pozo (sónico, resistivo y densidad), para identificar y evaluar las zonas de presión anormal; sin embargo, aplicar las ecuaciones sin establecer previamente las bases geológicas puede conducir a resultados engañosos (Shaker, 2015a). Una limitación actual es que los mecanismos de presión anormal en las areniscas, como la flotación o transferencia lateral, no se pueden identificar ni calcular con los registros de pozo, lo que dificulta predicción de la presión en este tipo de rocas (Consuegra, 2021). Por lo tanto, cualquier estudio que contribuya a la detección temprana de la presión anormal en las areniscas es de gran importancia.

Objetivo general

Elaborar una metodología para evaluar la presión de poro que considere el marco estratigráfico secuencial, el análisis de electrofacies y el diagnóstico de los mecanismos de presión anormal.

Objetivos particulares

- Establecer la relación que existe entre los ciclos deposicionales reflejados en el registro de rayos gamma y la presencia de presiones anormales.
- Establecer una metodología para la selección de los intervalos de las lutitas en los registros de pozo a partir de la teoría de las secuencias de depósito (progradaciones y retrogradaciones).
- Validar el uso del registro de rayos gamma como herramienta de apoyo para establecer el marco estratigráfico secuencial y la distribución litológica.
- Mostrar la importancia de identificar los mecanismos de presión anormal previo al cálculo de la presión de poro.
- Estudiar el comportamiento de la relación de aspecto de los poros de la lutita según la profundidad y magnitud de la presión de poro a la que están sometidos.

Capítulo 1

Teoría de la compactación de los sedimentos

1.1 Mecánica de la sedimentación y diagénesis

La formación de las rocas sedimentarias es el resultado de una serie de procesos que incluyen la erosión, la meteorización mecánica y química, el transporte de los sedimentos generados y su deposición en algún ambiente sedimentario. La reproducción de estos eventos propicia la acumulación de sedimentos que, a través del proceso de litificación, forman una roca sedimentaria. La litificación se refiere al conjunto de procesos mediante los cuales los sedimentos no consolidados se transforman en rocas. Los dos procesos fundamentales de la litificación son la compactación y la cementación (Tarbuck et al., 2013).

La acumulación de sedimentos genera una carga (esfuerzo vertical o sobrecarga) que provoca la expulsión del agua hacia la superficie y la reducción del espacio poroso. El desplazamiento del volumen de agua permite que los clastos se aproximen entre sí, generando un esfuerzo (esfuerzo efectivo) por el contacto de sus superficies. Durante este proceso, los clastos experimentan compresión, deformación, trituración y reordenamiento (**Figura 1.1**) (Hantschel y Kauerauf, 2009). El conjunto de estos eventos se denomina compactación mecánica, ya que es un proceso generado por la acción gravitacional, es decir, se ejerce presión debido al peso de los sedimentos (Hedberg, 1936). Sin embargo, también existen otros agentes, como fuertes oleajes y tormentas, que pueden reorganizar mecánicamente los granos (Chapman, 1983).

Compactación mecánica (reordenamiento de los clastos)

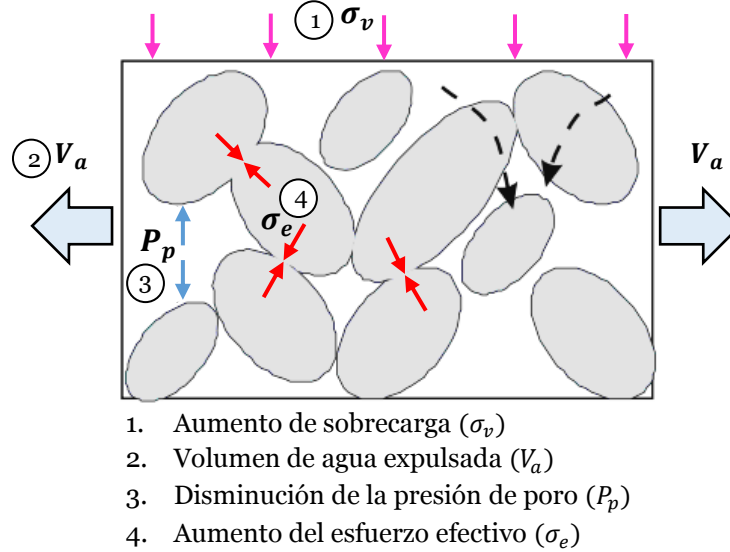


Figura 1.1 Proceso de compactación mecánica de los sedimentos (modificada de Hantschel y Kauerauf, 2009).

La cementación implica la precipitación de minerales como la calcita, la sílice y el óxido de hierro entre los sedimentos individuales. Estos materiales cementantes viajan en solución a través del agua que percola en el espacio poroso. Las condiciones de presión y temperatura favorecen la precipitación del cemento sobre los clastos, llenando los espacios vacíos y uniendo los sedimentos. Al igual que la compactación mecánica reduce el espacio de los poros, la adición de cemento también lo hace (Hantschel y Kauerauf, 2009).

Terzaghi (1923) realizó un análisis experimental para describir el proceso de compactación. Tomó una muestra cilíndrica de suelo saturada de agua, sometida una carga vertical y sobre la cual se encuentra una placa porosa que permite el escape del agua (**Figura 1.2a**). Utilizó un modelo que consiste en un recipiente lleno de agua, donde el suelo está representado por un resorte y la placa porosa por un pistón con una válvula (**Figura 1.2b**).

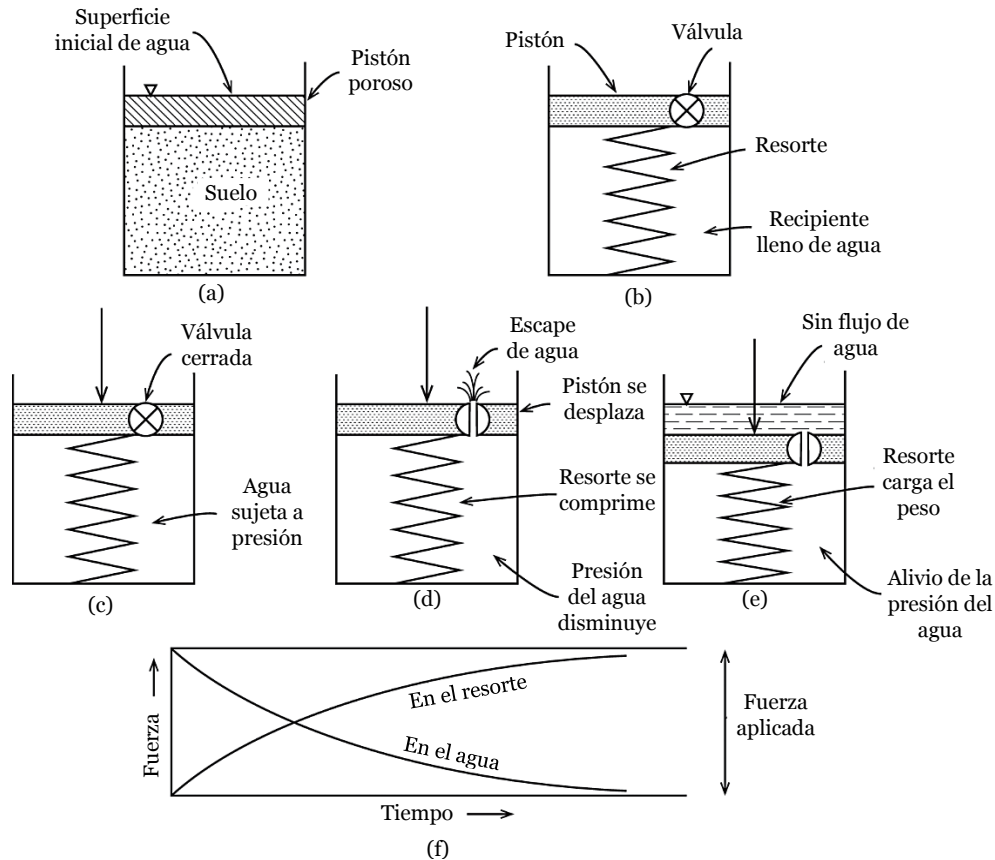


Figura 1.2 Modelo de consolidación de los sedimentos sometidos a una carga vertical (modificada de Flemings, 2021).

Al aplicar la carga (simulando la sedimentación en la cuenca), el resorte se comprime (Figura 1.2b). Si el agua no puede escapar (válvula cerrada en la **Figura 1.2c**), el pistón poroso apenas se desplaza, ya que el agua es prácticamente incompresible. En esta situación, el resorte no soporta ninguna carga y es el agua la responsable de soportar todo el peso ($t = 0$ en la **Figura 1.2f**).

Cuando se abre la válvula, la presión ejercida sobre el fluido impulsa la salida del agua (**Figura 1.2d**). A medida que escapa el agua, el resorte se comprime más, a consecuencia de llevar una mayor fracción de la carga aplicada ($t > 0$ en la Figura 1.2f). A medida que aumenta la carga en el resorte, la presión del fluido disminuye (**Figura 1.2e-f**).

La disipación de la presión del agua y la consolidación del suelo es un proceso dependiente del tiempo, y su duración está determinada por la rigidez de la estructura sólida, la viscosidad del fluido alojado en los poros, el espesor del suelo y la permeabilidad (Flemings, 2021).

De acuerdo con el experimento realizado por Terzaghi (1923), si el agua no es expulsada y la fuerza no es completamente soportada por los sedimentos, la sobrecarga generada a una determinada profundidad estará soportada tanto por el fluido alojado en los poros como por la estructura rocosa. Terzaghi y Peck (1948) elaboraron un modelo matemático que involucra los esfuerzos presentes durante el proceso de compactación:

$$\sigma_v = \sigma_e + P_p \quad (1)$$

donde σ_v es la sobrecarga, σ_e es el esfuerzo efectivo y P_p es la presión de poro.

Las consideraciones más importantes de la relación anterior son:

1) El esfuerzo máximo se refiere a la componente vertical del tensor de esfuerzo, es decir, la sobrecarga. Se excluyen los efectos de los esfuerzos horizontales causados por las fuerzas tectónicas de compresión o tensión.

2) La expulsión del fluido y la compactación juegan un papel fundamental en la formación y distribución de la presión en la cuenca.

3) La compactación está estrechamente relacionada con la reducción de la porosidad. Esto se debe a la salida del fluido de los poros y al reacomodo de los sedimentos (Hantschel y Kauerauf, 2009).

La sobrecarga es el peso generado por los sedimentos superpuestos y el agua de mar. Para obtener el peso de los estratos, se puede utilizar la densidad aparente y el espesor de estos. Considerando que las densidades aparentes de las rocas varían con la profundidad, la sobrecarga (σ_v) se puede calcular mediante la integración de las densidades con respecto a la profundidad de interés:

$$\sigma_v = 0.1\rho_w Z_w + 0.1 \int_{Z_w}^Z \rho_b(Z) dZ \quad (2)$$

donde $\rho_b(Z)$ es la densidad aparente del estrato, ρ_w es la densidad del agua de mar, Z_w es la profundidad de mar y Z la profundidad de interés. El nivel litostático inicial en tierra es la superficie terrestre ($Z_w = 0$) (Hantschel y Kauerauf, 2009).

En general, se emplea el registro de densidad para determinar el valor de la densidad aparente; sin embargo, es importante considerar que las lecturas pueden resultar afectadas por las condiciones del pozo. Si el pozo presenta derrumbes o se forma un enjarre grueso en las paredes, la herramienta de densidad no podrá brindar una medición confiable. En estos casos, es necesario realizar correcciones en los datos del registro antes de calcular la sobrecarga (Velázquez Cruz et al., 2020; Zhang, 2020).

Una alternativa es el uso de ecuaciones matemáticas que permiten estimar la densidad (ρ_b). Una de las relaciones empíricas más utilizadas es la propuesta por Gardner et al. (1974), que relaciona la velocidad acústica con la densidad aparente:

$$\rho_b = AV^B \quad (3)$$

donde V es la velocidad acústica y Gardner propuso que $A = 0.31$ y $B = 0.25$.

Se ha demostrado que la relación empírica propuesta por Gardner et al. (1974) no siempre proporciona valores precisos de densidad. Por esta razón, es necesario ajustar los valores de A y B de acuerdo con las condiciones locales específicas (Nwozor et al., 2017).

1.2 Modelos de compactación

La disminución de la porosidad puede utilizarse como indicador de la cantidad de compactación experimentada por un conjunto de sedimentos desde el momento de su deposición. En una cuenca sedimentaria, la tendencia de compactación puede variar desde la parte proximal a la distal debido a diversos factores, como la composición

mineralógica presente (Mondol et al., 2007; Nooraiepour et al., 2017) o procesos de levantamiento y erosión (Tingay et al., 2003).

Athy (1930) señala que, después del depósito de los sedimentos, existen varios factores adicionales que determinan su porosidad, como la recristalización, la cementación y, en algunos casos, la disolución. Sin embargo, los experimentos llevados a cabo por Warner (1964) sugieren que temperaturas inferiores a los 200 °F no tienen una influencia significativa en el proceso de compactación, siendo la tasa de deposición sedimentaria el único factor dominante. Este fenómeno puede ocurrir en los primeros 2 a 4 kilómetros de profundidad, dependiendo el gradiente geotérmico (Mondol et al., 2007). Por lo anterior, la mayoría de los modelos de compactación se basan únicamente en los minerales de arcilla de forma y tamaño idealizados, los cuales son principalmente influenciados por el reordenamiento mecánico durante su deposición. La **Figura 1.3** compara el comportamiento de la compactación propuesto por diferentes autores.

Un modelo ampliamente utilizado es el propuesto por Athy (1930), el cual atribuye la reducción de la porosidad(ϕ_n) como una consecuencia de la expulsión de los fluidos intersticiales. El modelo se obtuvo a partir de un ajuste de datos provenientes de 200 núcleos recolectados en el área de Garber y Ponca City en Oklahoma. la ecuación plantea que la disminución de la porosidad y el incremento de la densidad siguen un comportamiento exponencial a medida que aumenta la sobrecarga:

$$\phi_n = \phi_0 e^{-bZ} \quad (4)$$

donde ϕ_0 la porosidad en superficie, b es el factor de compactación y Z es la profundidad de interés.

La ecuación propuesta por Athy (1930) ha sido ampliada para determinar otros parámetros petrofísicos, como el tiempo de tránsito o la resistividad. Esto ha permitido que forme parte fundamental de algunas metodologías utilizadas para evaluar la presión de poro (consultar Shaker, 2019; Velázquez Cruz et al., 2017).

Existen modelos más detallados que consideran diferentes etapas de compactación. Por ejemplo, Hedberg utilizó muestras de núcleos de pozos de Venezuela para explicar que el perfil de porosidad normal de las lutitas se divide en cuatro etapas debido a la deformación mecánica y la recristalización. En la primera etapa, se produce un reordenamiento mecánico y deshidratación de los sedimentos. La segunda etapa se caracteriza por la pérdida de agua adsorbida. En la tercera etapa, los granos experimentan recristalización, mientras que la etapa final está dominada por el reajuste químico. De manera similar, Weller propone un modelo de cuatro etapas que incluye la expulsión de agua, la modificación del empaque de los clastos, el reordenamiento y la deformación de los clastos. En general, la disparidad entre las tendencias de estos modelos se debe a factores como la edad de las rocas analizadas, la composición mineralógica considerada y la robustez del modelo en sí.

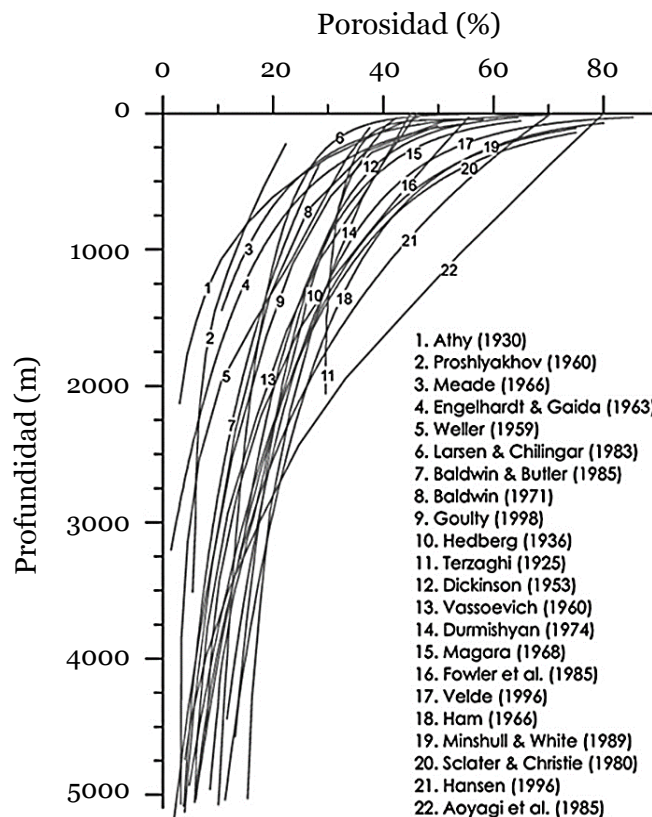


Figura 1.3 Comparativa entre diferentes modelos de la compactación en las arcillas (modificada de Mondol et al., 2007).

1.3 Generalidades de la compactación en diferentes sedimentos

Modelar los perfiles de compactación y presión en cuencas sedimentarias es un proceso dependiente de la litología. La estratigrafía secuencial señala que existen cambios periódicos en el tipo de clasto depositado, lo que resulta en una secuencia de capas o estratos con composiciones mineralógicas y texturales muy distintas.

La porosidad de una roca sedimentaria no se puede reducir sin la compresión y expulsión correspondiente del agua intersticial. Para que el agua de los poros pueda ser expulsada, debe tener la capacidad de fluir libremente hacia la superficie. Por lo tanto, la tasa de compactación está relacionada no solo con la tasa de hundimiento y carga, sino también con la permeabilidad de las secuencias suprayacentes (Chapman, 1983). Debido a la naturaleza geológica de las secuencias sedimentarias, la evaluación del perfil de compactación mediante modelos teóricos implica una interpretación idealizada que no siempre se corresponde con la realidad, ya que puede tratarse de una secuencia de estratos con distintos grados de compactación (**Figura 1.4**).

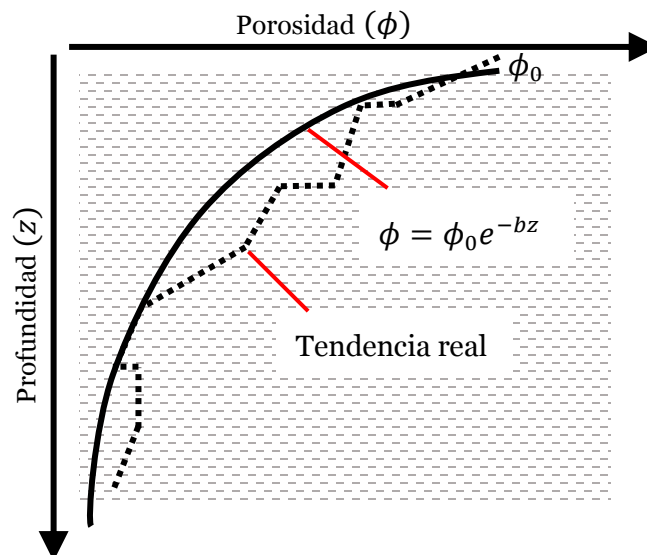


Figura 1.4 Comparación entre la tendencia de compactación generada por un modelo teórico y la tendencia de compactación real (modificada de Bjørlykke et al., 2004).

1.3.1 Arcillas

En contraste con las arenas y carbonatos, las arcillas presentan una mayor porosidad en el momento de su deposición y, por lo tanto, son más susceptibles a la compactación mecánica. Esto resulta en cambios significativos en las propiedades físicas de las lutitas a medida que aumenta el esfuerzo vertical o la profundidad en la corteza terrestre.

Las lutitas están compuestas principalmente por varios tipos de minerales de arcilla, siendo la esmectita y la caolinita los más importantes. Experimentos realizados por Mondol et al. (2007) con diferentes proporciones de estos minerales han demostrado que su compresibilidad no depende únicamente de la resistencia física de las partículas de arcilla, como ocurre en las arenas, sino también de su interacción con la fase líquida presente. Se observó que las muestras saturadas con agua salada experimentaron una mayor tasa de compactación, es decir, una mayor pérdida de porosidad y un aumento en la densidad, en comparación con las muestras secas.

También se observó que durante el incremento del esfuerzo vertical de 0 a 1 MPa es el punto en el que se observa la mayor reducción de la porosidad en las arcillas, llegando a alcanzar hasta un 50 % de disminución. En un escenario real, este incremento de presión se alcanza aproximadamente a una profundidad de 100 metros. Los cambios rápidos de volumen a valores bajos de sobrecarga se deben a la pérdida de agua intersticial que ocurre antes de que las partículas de arcilla entren en contacto entre sí.

Cuando los sedimentos experimentan una carga superior a 10 MPa, los cambios en la reducción de la porosidad son más graduales. Esto se debe a que las partículas de arcilla más blandas o pequeñas se ven forzadas a ingresar en los intersticios entre partículas más grandes o competentes. En general, la porosidad en las arcillas disminuye de una porosidad deposicional de alrededor de ≈ 60 a 70 % hasta una porosidad residual de aproximadamente ≈ 5 a 10 %. La porosidad residual en las arcillas es mucho menor que la porosidad residual en las arenas, debido a la forma laminar o

aplanada de las partículas de arcilla, lo cual permite un arreglo más cercano entre las partículas (**Figura 1.5**) (Revil et al., 2002).

Basado en la teoría de la compactación mecánica, los experimentos realizados, como el de Mondol et al. (2007) y gran parte de los modelos teóricos, sugieren que las lutitas exhiben patrones de compactación cóncavos descendentes (Figura 1.3). La presencia de un alto porcentaje de cuarzo en las lutitas podría ser la razón de los perfiles de porosidad lineales observados. La alta eficiencia en el reordenamiento de los clastos en las lutitas conduce a un alto grado de compactación. Esto a su vez resulta en una pérdida significativa de porosidad y permeabilidad, lo que propicia la formación de una roca impermeable (Chapman, 1983).

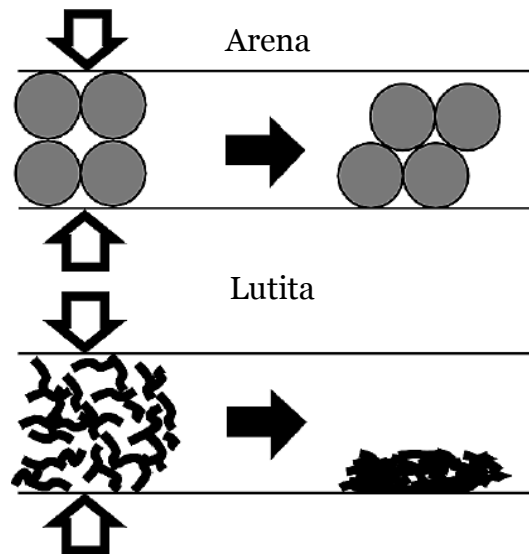


Figura 1.5 Reducción del volumen durante la compactación mecánica de sedimentos gruesos (arenas) y finos (arcillas) (modificada de Revil et al., 2002).

1.3.2 Arenas

La compactación mecánica en las arenas está directamente relacionada con la resistencia mecánica de los granos. En general, las arenas de grano grueso experimentan un mayor grado de compactación en comparación con las arenas de

grano fino (**Figura 1.6**). Esto se debe a que los granos gruesos son más propensos a aplastarse y fracturarse bajo la tensión vertical.

Además, la clasificación de las arenas también influye en su grado de compactación. Las arenas mal clasificadas tienden a ser menos propensas a la compactación en comparación con las arenas bien clasificadas. Esto se debe a que, en las arenas mal clasificadas, los espacios porosos tienden a llenarse con granos más finos. En el caso de las arenas limpias y bien clasificadas, la porosidad disminuye desde una porosidad deposicional de alrededor del 50 a 70 % hasta una porosidad residual de aproximadamente 25 a 40 % (Revil et al., 2002).

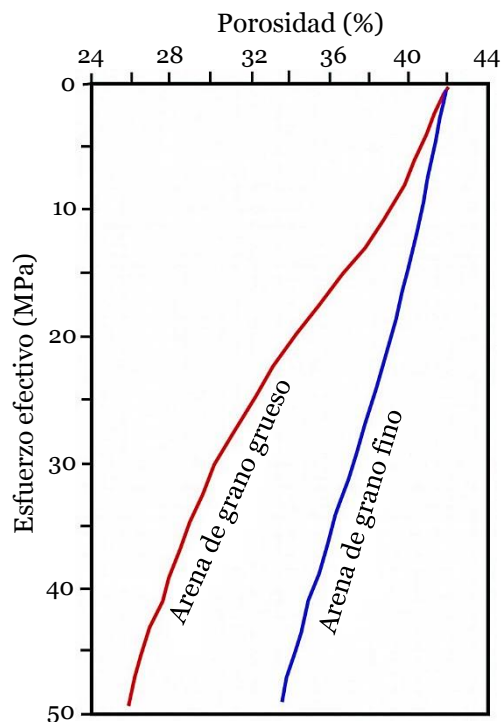


Figura 1.6 Compactación mecánica en arenas de clasto grueso y fino (modificada de Dasgupta y Mukherjee, 2020).

La compactación mecánica parece dominar hasta el primer kilómetro de profundidad para las arenas. Posteriormente, factores como el tiempo, la temperatura (>80-100°C), la presión y mineralogía, ocasionan que la compactación química o

disolución por presión se convierta en el mecanismo principal de compactación (**Figura 1.7**) (Dasgupta y Mukherjee, 2020; Mondol et al., 2007).

La compactación química en las arenas se refiere a la disolución de los granos de cuarzo en sus puntos de contacto, seguida de la precipitación de minerales sobre las superficies libres de los granos adyacentes (consultar sección 2.1.4). La extensión de la disolución por presión está relacionada con el contenido de arcilla en la matriz de la arena. Las cementaciones de cuarzo más extensas se encuentran en arenas y areniscas prácticamente libres de arcilla o en areniscas con menos de 5 a 10 % de contenido de arcilla (Hantschel y Kauerauf, 2009; Revil et al., 2002).

A pesar de que la compactación reduce considerablemente la porosidad en las arenas, no suele ser lo suficiente como para obstruir significativamente el movimiento de los fluidos intersticiales. Por esto, las arenas y areniscas se caracterizan tener una alta permeabilidad (Chapman, 1983).

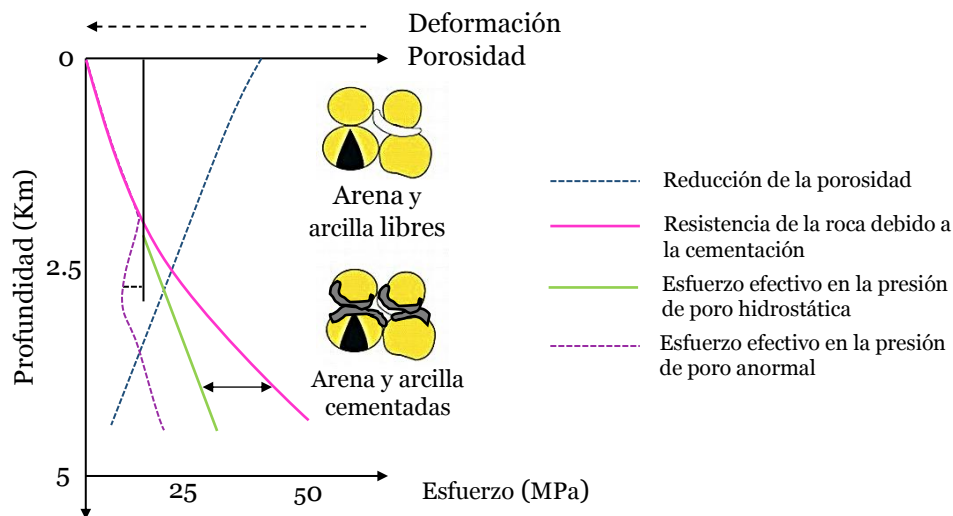


Figura 1.7 Cambios en la compactación de la arena con el enterramiento (modificada de Dasgupta y Mukherjee, 2020).

1.4 Equilibrio en la compactación

La velocidad de sedimentación tiene influencia en el grado de compactación que pueden experimentar los estratos. Se ha sugerido que una velocidad de sedimentación lenta permite mantener un equilibrio en la compactación, es decir, se logra un balance entre el aumento de la carga y la capacidad de expulsar el fluido de los poros (Mouchet y Mitchell, 1989).

A medida que se acumulan los sedimentos, la sobrecarga aumenta, provocando un aumento de la presión ejercida sobre los granos y el agua del espacio poroso. En áreas donde la formación tiene una permeabilidad suficiente, el incremento de peso expulsa gran parte del agua hacia la superficie, lo que lleva a una reducción continua de la porosidad (**Figura 1.8b**). La carga que inicialmente era soportada por el agua se transfiere a los granos de la roca, induciendo a un aumento del esfuerzo efectivo (**Figura 1.8c**) (Hoesni, 2004).

La pérdida gradual de la porosidad disminuye el espacio entre los clastos, generando un incremento de la densidad debido al aumento en la relación de sólidos por unidad de volumen. Además, la velocidad acústica se desplaza con mayor rapidez en medios sólidos que en medios fluidos, por lo tanto, la velocidad aumenta con respecto a la profundidad (**Figura 1.8d**) (Hoesni, 2004).

Hubbert y Rubey (1959) señalan que a profundidades donde existe un equilibrio en la compactación (generalmente a menos de 2 o 3 kilómetros), la presión de poro está en función de la densidad del agua y profundidad, siendo aproximadamente hidrostática (presión de poro normal). Esto se debe a que la sobrecarga está soportada completamente por los sedimentos y el agua que se extiende a lo largo del espesor compactado está en comunicación hidráulica con la superficie (**Figura 1.8a**). Shaker (2012) agrega que el gradiente de presión no es completamente hidrostático, sino que aumenta gradualmente con la profundidad (consultar sección 4.1.2). Durante la compactación mecánica, se produce una disminución en la presión intersticial (Figura 1.2f), por lo que el equilibrio en la compactación se considera un proceso reductor de geopresión.

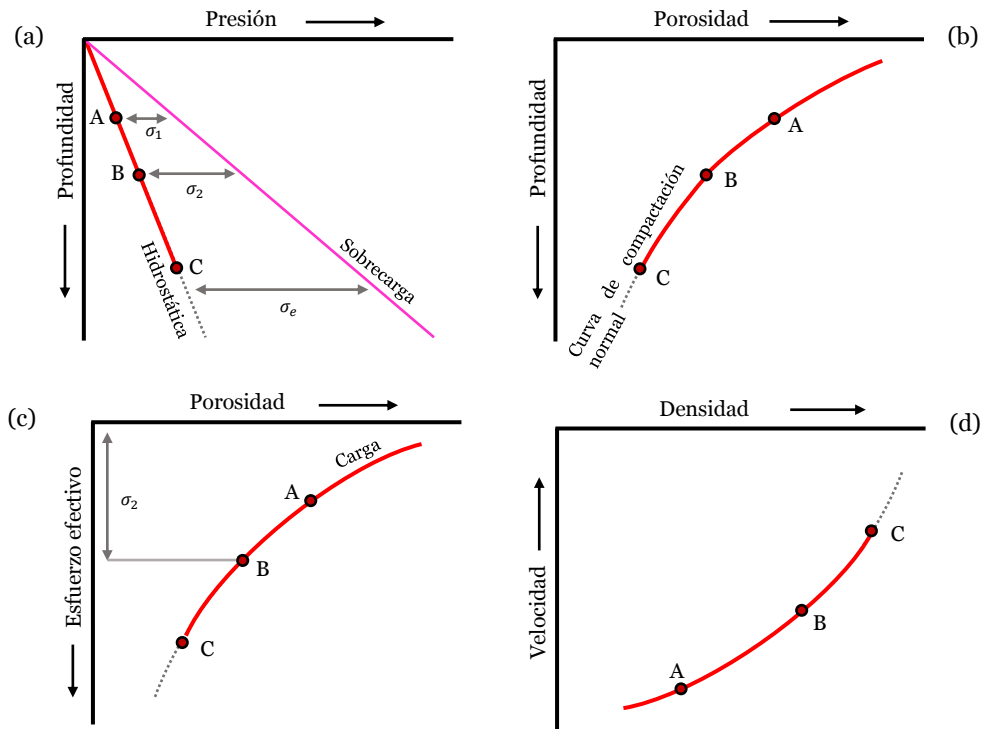


Figura 1.8 Tendencias de compactación normal (modificada de Hoesni, 2004).

Capítulo 2

Origen de la presión anormal

La compactación normal es un proceso que se origina a una profundidad inferior a 2 o 3 kilómetros, donde la presión se caracteriza por ser similar a la hidrostática. Por debajo de esta zona, los procesos geológicos (velocidad de sedimentación o el tectonismo) y condiciones medioambientales (alta temperatura y presión) interrumpen o afectan el equilibrio en la compactación. Esto resulta en un incremento de la presión de poro (**Figura 2.1**) (Swarbrick, 2012). A este valor de presión, que se encuentran entre la sobrecarga y la hidrostática, se denomina presión de poro anormal o geopresión (Chapman, 1983).

Diversos autores han propuesto clasificaciones distintas que agrupan a los mecanismos de presión anormal según su origen. En este trabajo se abordan únicamente los mecanismos con mayor incidencia en las cuencas sedimentarias, a saber: 1) desequilibrio en la compactación, 2) expansión de fluidos, 3) transferencia de carga, 4) compactación química, 5) flotación y 6) transferencia de presión.

La presencia del tipo de mecanismo de presión anormal depende en gran medida de la profundidad. Por ejemplo, el desequilibrio en la compactación es un mecanismo que se origina por el aumento en la velocidad de sedimentación en la cuenca. Es común encontrarlo en formaciones relativamente jóvenes (poco profundas) y con un gradiente geotérmico bajo. Comúnmente se aloja en formaciones adyacentes a la compactación normal (O'Connor et al., 2011). Por el contrario, la expansión de fluidos y la transferencia de carga se originan en condiciones de alta presión y temperatura (<200 °F), siendo frecuente su presencia a una profundidad superior a la registrada por el

desequilibrio en la compactación (Figura 2.1). Se ha demostrado que la presión anormal en muchas cuencas puede ser causada por la presencia de más de múltiples mecanismos (Tingay et al., 2007; Zhao et al., 2018).

La presión anormal se interpreta como un proceso inconcluso de compactación, porque se interrumpe el escape del fluido alojado en los poros (Hantschel y Kauerauf, 2009). A continuación, se describen los aspectos relevantes de los mecanismos principales de presión anormal.

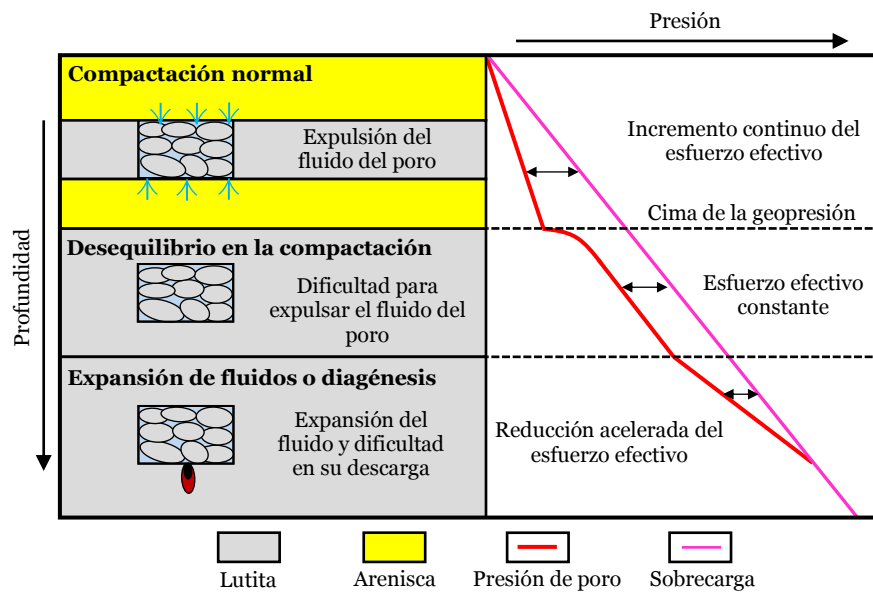


Figura 2.1 Presencia de los mecanismos de presión anormal en relación con la profundidad (modificada de Zhao et al., 2018).

2.1 Mecanismos principales de presión anormal

2.1.1 Desequilibrio en la compactación

La subcompactación o desequilibrio en la compactación se origina por el aumento en la velocidad de sedimentación con alto contenido de minerales arcillosos, su entierro y la baja permeabilidad asociada a la arcilla (Hubbert y Rubey, 1959). Con el aumento en la velocidad de sedimentación, la sobrecarga incrementa rápidamente,

lo que provoca una reducción de la permeabilidad y evita la liberación hacia la superficie de un gran volumen de fluido contenido en los poros (Figura 2.1). En consecuencia, el fluido intersticial soportará parte del peso, ocasionando que la presión de poro sea superior a la presión hidrostática y comúnmente paralela a la sobrecarga (Figura 2.2a). La porosidad se mantiene constante dentro del intervalo sobrepresionado porque el agua atrapada impide la reducción de la porosidad (Figura 2.2b), evitando así el incremento del esfuerzo efectivo (Figura 2.2c). Debido a esta porosidad constante, la velocidad acústica permanece invariable (Figura 2.2d) (Hoesni, 2004).

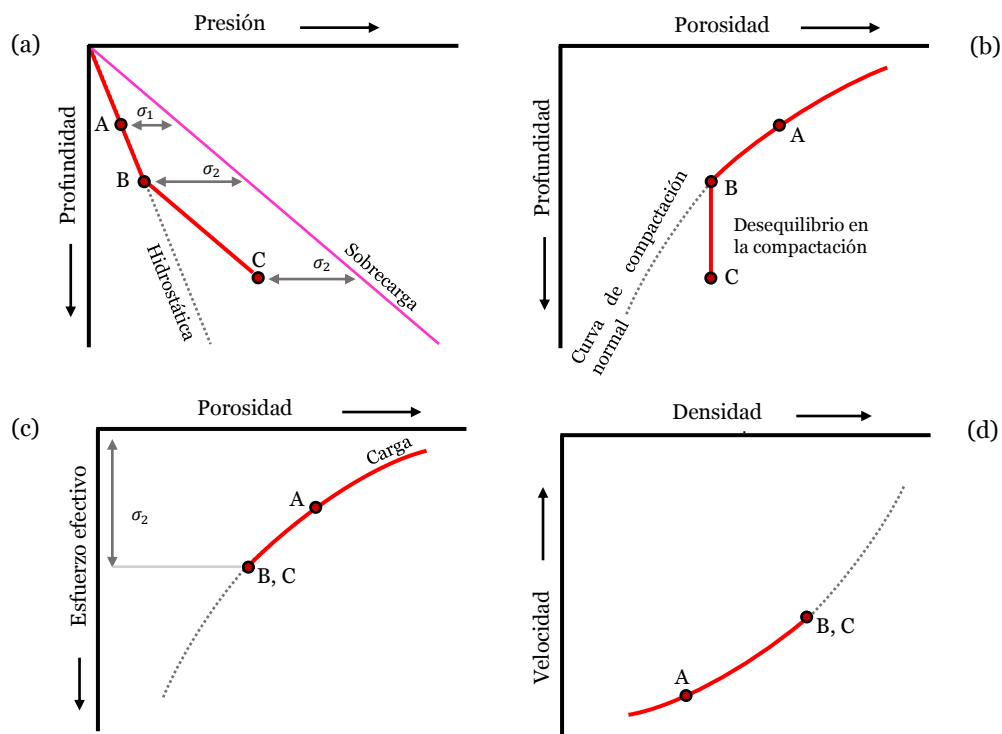


Figura 2.2 Tendencias esperadas debido al desequilibrio en la compactación (modificada de Hoesni, 2004).

En las últimas décadas, se ha demostrado que la porosidad puede alcanzar un valor inusualmente alto en la profundidad donde se produce el desequilibrio en la compactación. Este comportamiento es visible con apoyo de los registros sísmico y de densidad (Figura 2.3). Por lo tanto, una porosidad elevada constituye una evidencia

contundente que respalda la presencia de este mecanismo de presión anormal (Tingay, 2003; Tingay et al., 2009; Zhang, 2013).

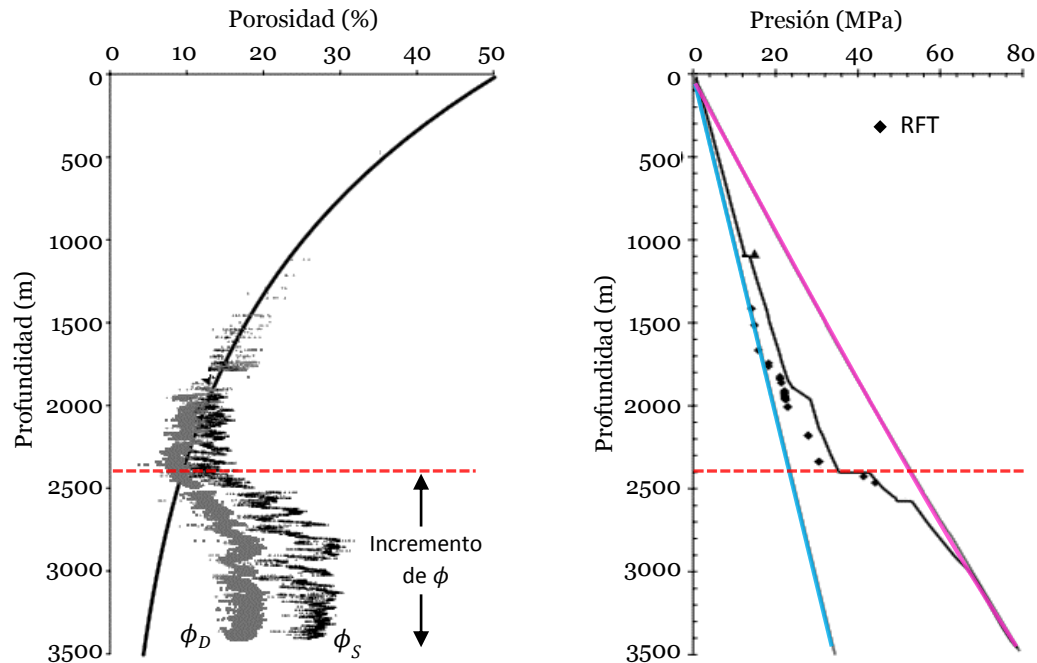


Figura 2.3 Incremento de la porosidad observado en el registro sónico (ϕ_s) y de densidad (ϕ_D) debido a la presencia del desequilibrio en la compactación (modificada de Tingay, 2003).

Se ha sugerido que el desequilibrio en la compactación es responsable del origen de la presión anormal en sedimentos relativamente jóvenes y de bajo gradiente geotérmico (O'Connor et al., 2011); sin embargo, rara vez se encuentra evidencia de esto tanto en cuencas jóvenes con alta tasa de deposición como en cuencas pre-Cenozoicas con baja tasa de deposición. Por el contrario, las presiones anormales descubiertas en todo el mundo generalmente son el resultado de otros mecanismos como la expansión de fluidos, la transferencia de carga y/o la transferencia de presión. De hecho, la presión generada por el desequilibrio en la compactación es difícil de preservar, ya que carece de un mecanismo de presurización continua posterior a su generación inicial. En estas condiciones, la sobrepresión tiende a debilitarse gradualmente e incluso puede desaparecer a menos que existan condiciones extraordinarias de conservación (Zhao

et al., 2018). Por esto, algunos autores como Nordgård et al. (2004) señalan que se ha concedido una importancia excesiva al desequilibrio en la compactación.

2.1.2 Expansión de fluidos

A determinada profundidad, la compactación mecánica deja de ser un factor dominante, y el incremento de la temperatura ejerce una mayor influencia sobre los fluidos y componentes sólidos de la roca. Este escenario favorece la expansión hidrotermal, la osmosis y la generación de hidrocarburos (craqueo de kerógeno en gas o aceite en gas) (Tingay et al., 2009; Zhao et al., 2018). Estos procesos provocan la expansión del volumen de los fluidos almacenados en los poros de la roca. No obstante, dado que la compactación es un proceso prácticamente irreversible, salvo por un pequeño componente elástico (Bowers y Katsube, 2001; Magara, 1976), se origina la presión anormal como consecuencia de la restricción de la matriz de la roca, lo cual impide que el volumen de los poros aumente a medida que el fluido se expande (**Figura 2.4b**). La presión de poro se caracteriza por aumentar a un ritmo superior al de la sobrecarga (**Figura 2.4a**). Esto provoca una disminución del esfuerzo efectivo conforme aumenta la sobrecarga (**Figura 2.4c**). Como la expansión de los fluidos se origina posterior a la formación de la roca, también podría conducir a una reducción del esfuerzo efectivo sin un aumento aparente de la porosidad (Hoesni, 2004; Tingay et al., 2009).

Debido a que las propiedades de transporte, como la velocidad acústica, la resistividad y la permeabilidad, presentan una mayor sensibilidad en comparación con las propiedades volumétricas, como la porosidad y la densidad, se observa un fenómeno de rebote elástico leve en los poros durante la disminución del esfuerzo efectivo. Este rebote elástico ocasiona una reducción en la velocidad acústica, mientras que la densidad experimenta una disminución leve o incluso puede mantenerse constante (**Figura 2.4d** y **Figura 2.5c**) (Bowers, 1995; Bowers y Katsube, 2001).

La generación de hidrocarburos se considera un mecanismo de presurización continua, ya que se reaviva a medida que aumenta la profundidad de los estratos debido a la sedimentación. Este mecanismo es capaz de mantenerse durante largos periodos

de tiempo, siempre y cuando no ocurra un levantamiento significativo de las rocas generadoras o lutitas ricas en materia orgánica (Zhao et al., 2018). Se ha sugerido que la transformación de kerógeno en gas es el único proceso que tiene la capacidad de generar una presión elevada, lo que implica que otros procesos tengan una importancia secundaria (Osborne y Swarbrick, 1997).

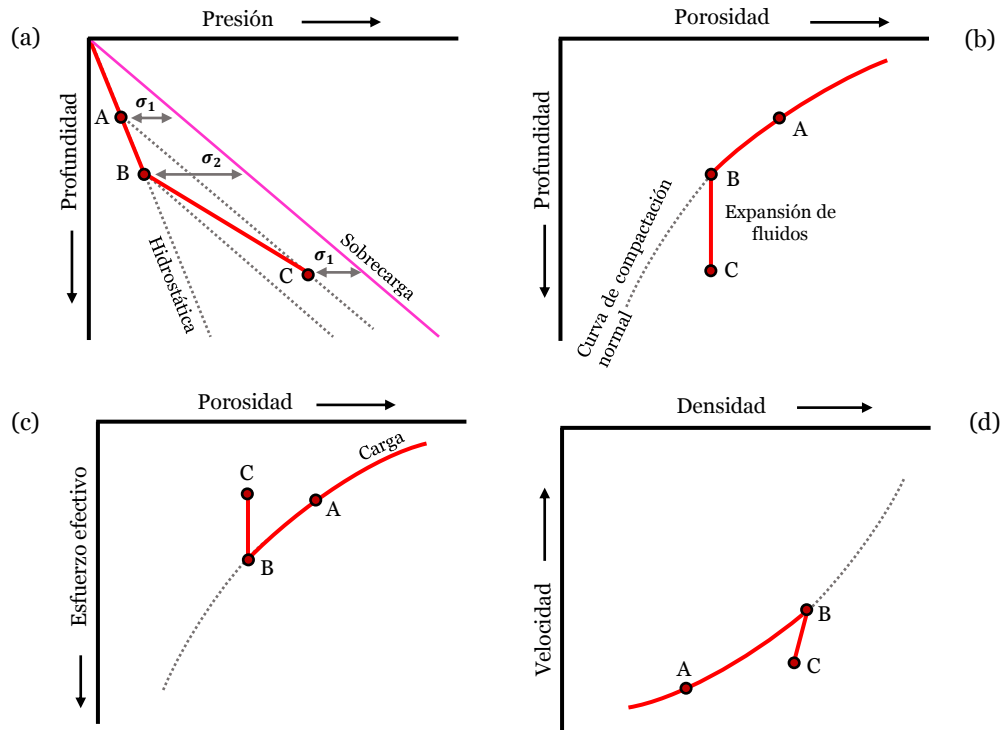


Figura 2.4 Tendencias esperadas debido a la expansión de fluidos (modificada de Hoesni, 2004).

Bowers (1995) demostró que el mecanismo de expansión de fluidos se puede identificar graficando el esfuerzo efectivo contra la velocidad acústica/densidad, también conocidos como diagramas de Bowers. Esto se debe a que la compactación normal refleja una tendencia de incremento del esfuerzo efectivo llamada “curva de carga”, mientras que la expansión de fluidos sigue una trayectoria inversa o de reducción del esfuerzo efectivo llamada “curva de descarga” (**Figura 2.5a-b**) (Bowers, 1995; Yu y Hilterman, 2013).

La compactación es un proceso casi inelástico en el cual se produce un ligero rebote elástico al reducir el esfuerzo efectivo. Como resultado, este rebote curre a lo largo de una trayectoria más plana en comparación con la curva inicial de compactación (Figura 2.5a-b).

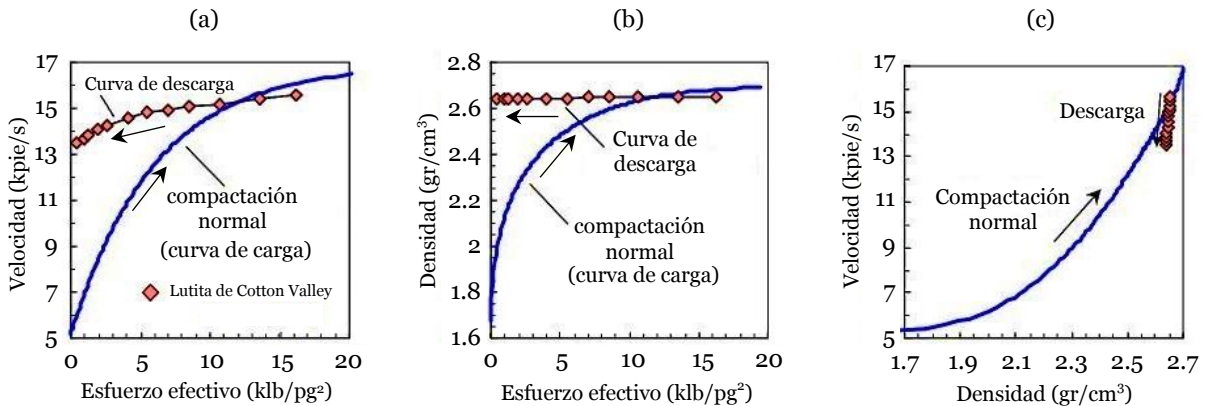


Figura 2.5 Comportamiento de la tendencia de compactación normal (curva de carga) y la tendencia debido a la expansión de fluidos (curva de descarga) (modificada de Bowers, 2001).

Bowers y Katsube (2001) proponen que el espacio poroso de una roca se compone de una combinación de poros de almacenamiento y una red de poros de conexión. Los poros de almacenamiento se caracterizan por su tamaño relativamente grande y alta relación de aspecto. Estos poros se encuentran interconectados a través de los poros de conexión, los cuales presentan una relación de aspecto menor y se encargan de controlar las propiedades de transporte (**Figura 2.6**). También suele referirse como “poros” a los poros de almacenamiento y como “garganta de poro” a los poros de conexión.

Con experimentos en laboratorio, Bowers y Katsube demostraron que los poros de almacenamiento experimentan principalmente pérdidas de volumen inelásticas, mientras que los poros de conexión son más flexibles, siendo capaces de experimentar un rebote elástico. Como resultado, cuando el esfuerzo efectivo se reduce, los poros de conexión se ensanchan mientras que los poros de almacenamiento no sufren cambios significativos en tamaño. Este ensanchamiento de los poros de conexión amplía las

rutas de flujo disponibles, facilitando una mayor conducción de corriente eléctrica. No obstante, la velocidad acústica disminuye debido a la reducción en el número de contactos intergranulares (Figura 2.5a).

En resumen, el mecanismo de expansión de fluidos se puede identificar como aquel intervalo de profundidad donde las lecturas de resistividad y velocidad acústica experimenten una disminución anormal, mientras que la densidad no muestran sensibilidad al cambio, manteniéndose prácticamente constante o mostrando una ligera disminución (Figura 2.5c) (Bowers, 2002).

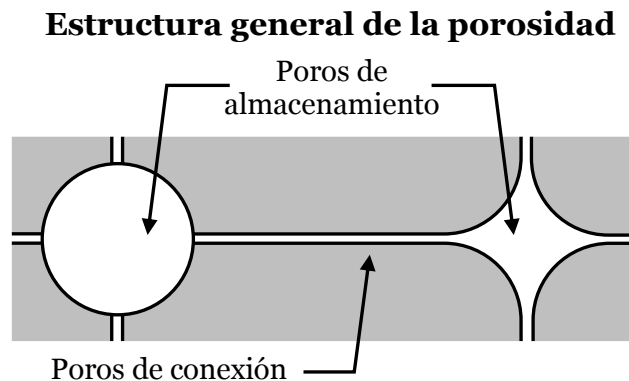


Figura 2.6 Estructura general de la porosidad de la roca. Los poros de almacenamiento alojan a los fluidos y los poros de conexión controlan las propiedades de transporte (modificada de Bowers y Katsube, 2001).

El comportamiento de la velocidad acústica y la densidad descrito por Bowers (1995) se refiere a la expansión del fluido y se clasifica como descarga elástica. Sin embargo, también existe la descarga inelástica que se produce debido a la transformación de esmectita a illita, así como un tipo de transición que resulta de la combinación de diferentes mecanismos (consultar las secciones 2.1.3 y 2.2).

2.1.3 Transferencia de carga

En este mecanismo la presión de poro anormal se origina por la illitización, es decir, la transformación de esmectita a illita. A una profundidad donde la presión y temperatura dominan, la esmectita se altera químicamente para transformarse en illita

mediante la incorporación en su estructura de iones de Al y K y la liberación de iones de Na, Ca, Mg, Fe y Si más agua (Osborne y Swarbrick, 1997). La liberación de agua se debe a que la capacidad de adsorción en la illita es inferior a la de la esmectita, lo que conduce a la expulsión del exceso de agua hacia los poros. Como resultado, se produce una reducción del volumen de los sólidos (**Figura 2.7**). Esta reacción depende de factores como el tiempo, la temperatura, la mineralogía y la baja permeabilidad.

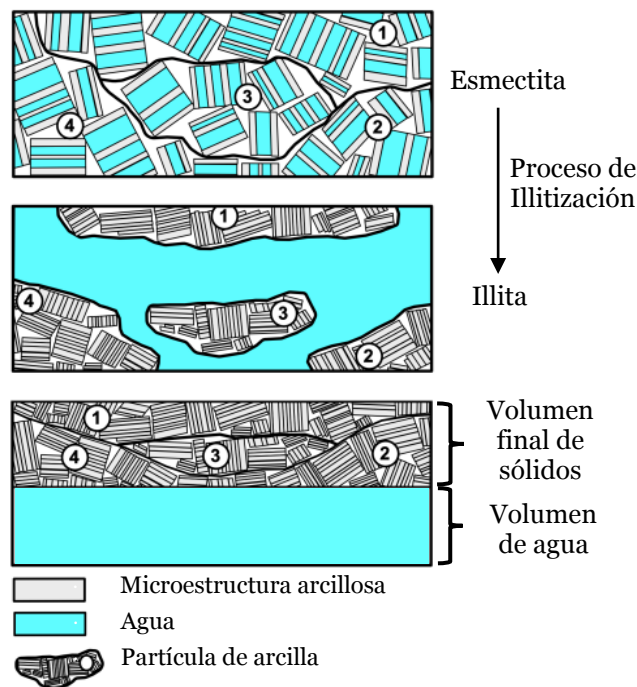


Figura 2.7 Diagrama del proceso de reducción del volumen de arcilla debido a la transformación de esmectita a illita (modificada de Carcione et al., 2022).

La diagénesis de la illita ocurre típicamente en un rango de temperatura de 70° a 150°C y parece no estar influenciada por la edad del sedimento y la profundidad del entierro (Osborne y Swarbrick, 1997). Durante la diagénesis, se producen cambios en las características físicas de los sedimentos, siendo el debilitamiento de la resistencia de la matriz uno de los principales efectos observados. Esto, a su vez, conlleva un aumento en la compresibilidad de la roca. Se ha planteado que este debilitamiento en la matriz es consecuencia de la orientación preferencial de las partículas de illita,

permitiendo un empaquetamiento más eficiente pero también hace que la estructura colapse con facilidad (Hoesni, 2004).

El aumento de la compresibilidad de la roca debido a la diagénesis de la illita conlleva a una mayor compactación causada por la sobrecarga. Para alcanzar el equilibrio, el agua liberada durante este proceso debe ser expulsada. Sin embargo, debido a la baja permeabilidad de la roca, el fluido se retiene, lo que genera una geopresión debido al incremento del volumen de agua en los poros (**Figura 2.8a**). En otras palabras, se produce un desequilibrio en la compactación como resultado de la deshidratación del mineral arcilloso (Osborne y Swarbrick, 1997). Una parte de la sobrecarga que antes era soportada por la estructura sólida de la roca es transmitida al fluido, provocando una disminución en el esfuerzo efectivo (**Figura 2.8c**).

El cambio de volumen ocasionado por la illitización no se ha determinado con precisión debido a la falta de conocimiento sobre la química exacta de las reacciones involucradas. Sin embargo, se cree que la deshidratación resultante de la illitización probablemente cause solo un ligero aumento en el volumen de agua (Osborne y Swarbrick, 1997). Además, durante la illitización se produce la precipitación de materiales silíceos que contribuyen a la reducción del volumen de los poros (Nordgård et al., 2004). Bjorkum y Nadeau (1998) añaden que, a una temperatura superior a 60°C, la cementación de cuarzo también contribuye a la disminución de la porosidad y la permeabilidad. Por lo anterior, es común que este mecanismo de presión anormal refleje una ligera disminución en la velocidad acústica o incluso permanezca constante a medida que aumenta la densidad de la roca (**Figura 2.8d**).

La diagénesis de arcilla también es conocida como transferencia de carga porque el colapso de la matriz de la roca hace que parte del peso de los estratos, originalmente soportado por los clastos, se transfiera al fluido alojado en los poros (Lahann y Swarbrick, 2011). En los diagramas de Bowers, este mecanismo sigue una trayectoria de descarga similar a la mostrada por la expansión de fluidos (Figura 2.5a), pero se caracteriza por exhibir un incremento en la densidad. Esto indica que la diagénesis de arcilla resulta en una disminución del esfuerzo efectivo, con un rebote elástico mínimo.

Este comportamiento, que es clave para su identificación, permite clasificarlo como un tipo de descarga inelástica (consultar la sección 2.2).

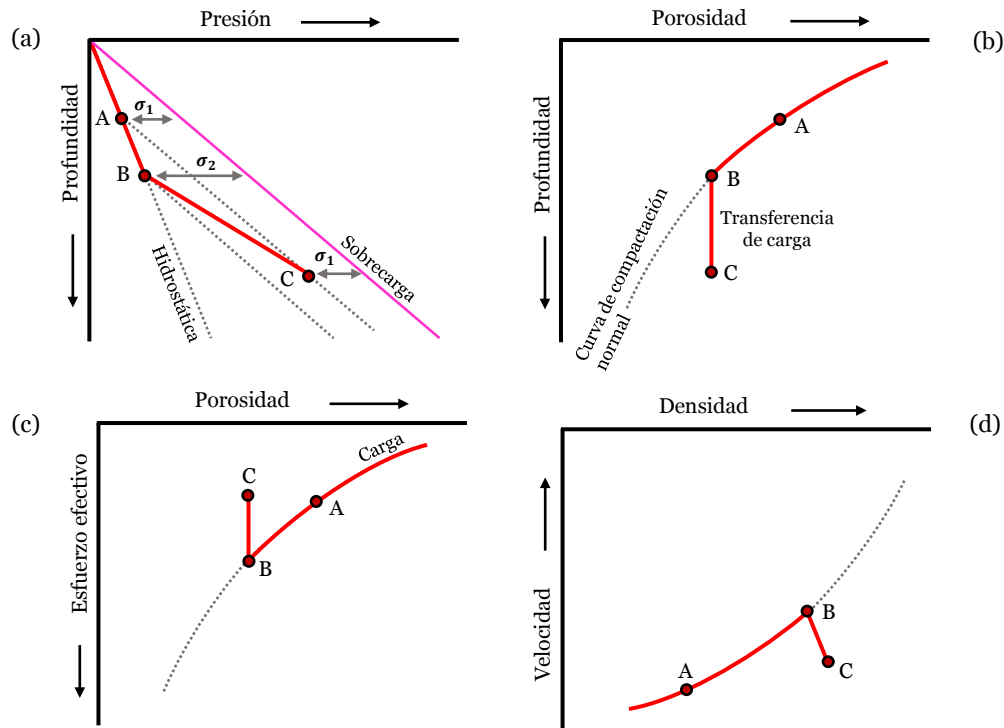


Figura 2.8 Tendencias esperadas debido a la transferencia de carga (transformación de esmectita a illita) (modificada de Hoesni, 2004).

2.1.4 Compactación química

La secuencia de eventos que originan este mecanismo de presión anormal aún no está bien definida porque el proceso de compactación química en las lutitas es difícil de reproducir en laboratorio debido a la lentitud en la cinética del proceso (Hoesni, 2004; Swarbrick, 2012).

Se plantea que este mecanismo ocurre cuando las condiciones de sedimentación impiden la expulsión del agua intersticial y, además, se precipita material cementante en los poros. Otra explicación sugiere que se trata de un proceso de diagénesis de arcilla que provoca el colapso de la matriz rocosa, acompañado de una liberación

parcial del agua de formación, lo que induce a una mayor compactación. En ambos casos, la presión de poro incrementará a un ritmo superior que el generado por el desequilibrio en la compactación (**Figura 2.9a**), debido a la reducción de la porosidad causada por el depósito de cementante o el colapso de la matriz (**Figura 2.9b**). Esto resulta en una disminución del esfuerzo efectivo debido a la transferencia que recibe el fluido de formación (**Figura 2.9c**). Con la compactación química, la densidad aumenta a causa de la precipitación de material cementante en el espacio poroso, o debido a los efectos de la compactación y la expulsión parcial del agua (**Figura 2.9d**).

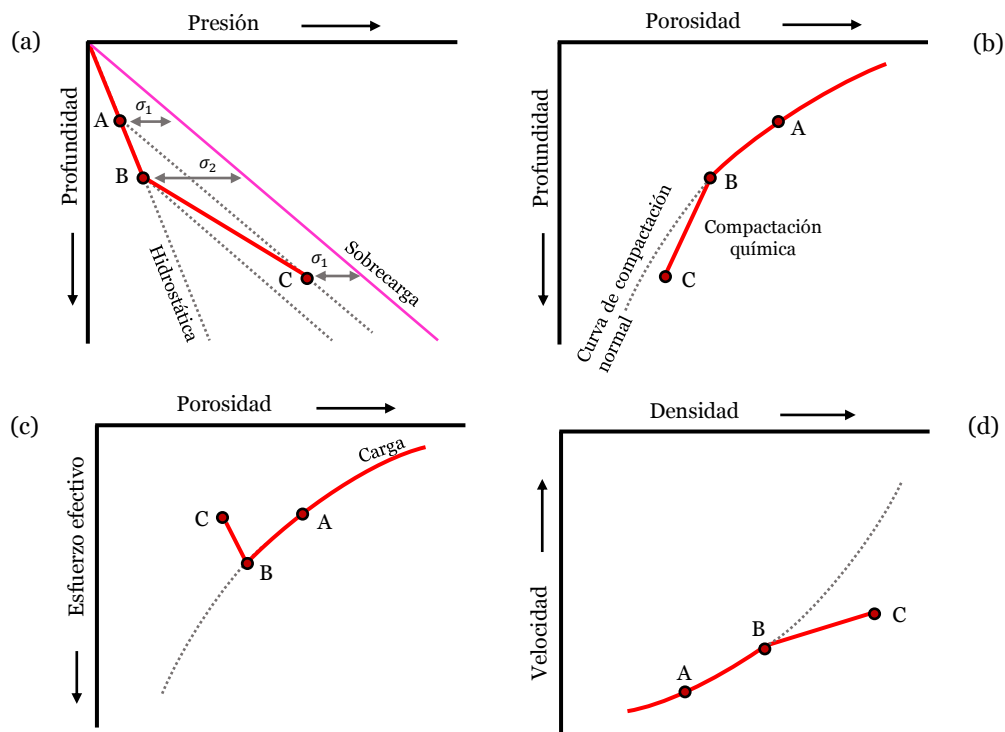


Figura 2.9 Tendencias esperadas debido a la compactación química (modificada de Hoesni, 2004).

El cuarzo es uno de los materiales cementantes que se precipita posterior a la diagénesis de la roca y es reconocido como el responsable de la compactación química. La cementación de cuarzo puede resumirse en tres etapas: 1) disolución de cuarzo en los contactos entre los clastos, 2) transporte de la sílice disuelta a través del espacio

poroso y 3) precipitación de la sílice en las superficies libres de los granos de cuarzo (**Figura 2.10a**) (Hantschel y Kauerauf, 2009).

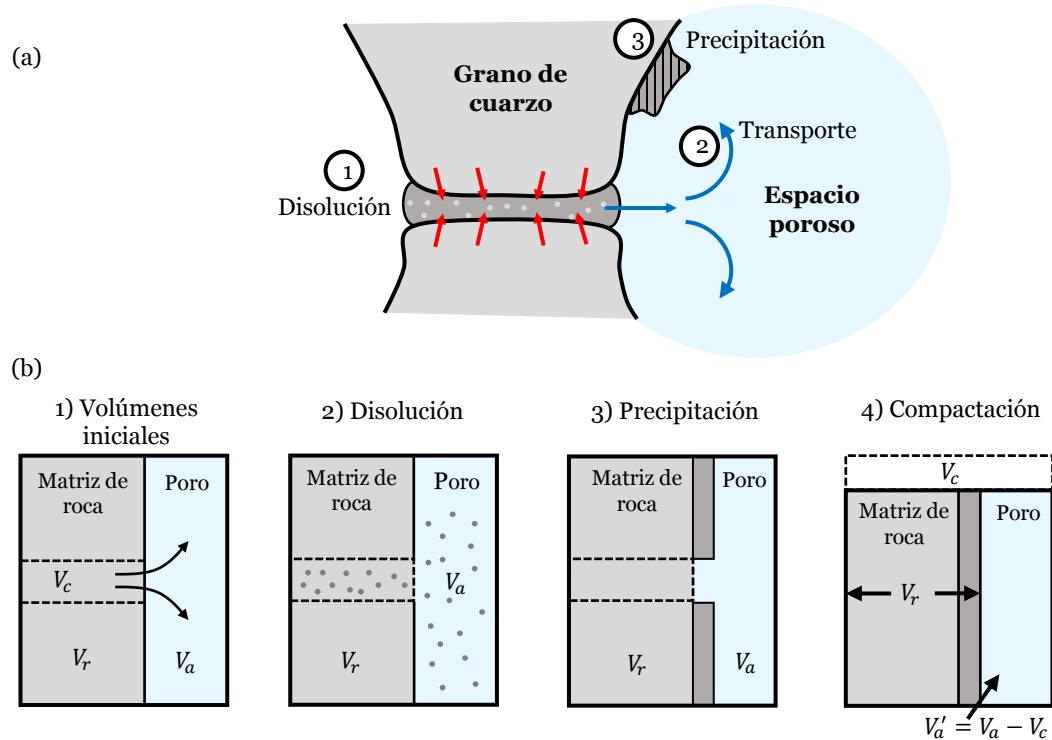


Figura 2.10 a) Etapas del proceso de disolución y cementación de cuarzo y b) diagrama de la reducción del volumen del poro ($V_a \rightarrow V'_a$) debido al reordenamiento de la matriz (V_r) y la cementación de cuarzo (V_c) (modificada de Hantschel y Kauerauf, 2009).

Bjorkum y Nadeau (1998) argumentaron que la disolución y cementación del cuarzo no es sensible a la magnitud del esfuerzo efectivo y está controlada únicamente por la temperatura. La compactación química inicia a una temperatura de 70-80°C, y si la temperatura es superior, la cementación de cuarzo se agiliza. La precipitación de sílice como cemento se produce en las superficies de grano libres con preferencia a las gargantas de los poros, lo que provoca una reducción significativa de la permeabilidad y la porosidad (**Figura 2.10b**). Como resultado, la disolución del cuarzo en arcillas y areniscas generan presiones anormales (Zhao et al., 2018).

2.1.5 Flotación

La flotabilidad es la tendencia de un líquido inmisible a flotar o elevarse cuando se sumerge en un fluido de mayor densidad. Cuando dos fluidos inmiscibles, como el aceite y el agua, se alojan en el mismo espacio de almacenamiento, crean una presión de flotabilidad que depende de la diferencia de densidad entre ambos fluidos y de la altura de la columna del fluido menos denso. Si los fluidos inmiscibles ocurren juntos, se segregan por efecto de la gravedad: el fluido de menor densidad tiende a ascender y situarse en la parte superior, mientras que el fluido de mayor densidad tiende a descender y ubicarse en la parte inferior (Beaumont y Fiedler, 1999).

Todos los yacimientos mantienen a los fluidos en una red porosa que actúa como capilares. Para que la migración vertical de hidrocarburos continúe a medida que el tamaño de la garganta del poro disminuye (A y B en la **Figura 2.11**), la fuerza de flotación que impulsa al petróleo o gas debe superar la fuerza capilar del agua (fuerza de adhesión del agua a la roca). Cuanto más pequeñas son las gargantas de los poros, mayor es la presión capilar asociada a ellas. Siguiendo el camino de menor resistencia capilar, los fluidos no mojantes (gas o petróleo) se mueven a través de las gargantas de poro más grandes (h_1 en la Figura 2.11). Posteriormente, a medida que crece la altura de la columna de hidrocarburos y aumenta la presión de flotabilidad, los hidrocarburos comienzan a migrar hacia los poros con gargantas cada vez más pequeñas (h_2 en la Figura 2.11) (Beaumont y Fiedler, 1999).

En un yacimiento saturado de agua, la presión tiende a seguir un gradiente hidrostático (**Figura 2.14b**). Sin embargo, cuando hay dos o más fluidos inmiscibles presentes, como agua y gas, la flotación ocurre, lo que provoca una disminución de la presión hacia la parte superior a un ritmo proporcional a la densidad del gas (línea verde en la **Figura 2.12**). Como la densidad del gas es menor a una cuarta parte de la densidad del agua, se genera una presión elevada en la parte superior de la estructura. A este exceso de presión se le denomina presión de flotabilidad y se define como la diferencia entre la presión ejercida por la columna de hidrocarburos existente y la presión que ejercería una columna de agua (flecha roja en la Figura 2.12). En el caso de los hidrocarburos líquidos, la presión de flotación no es tan significativa debido a que

la diferencia de densidades no es tan grande en comparación con el exceso de presión causado por la flotación del gas.

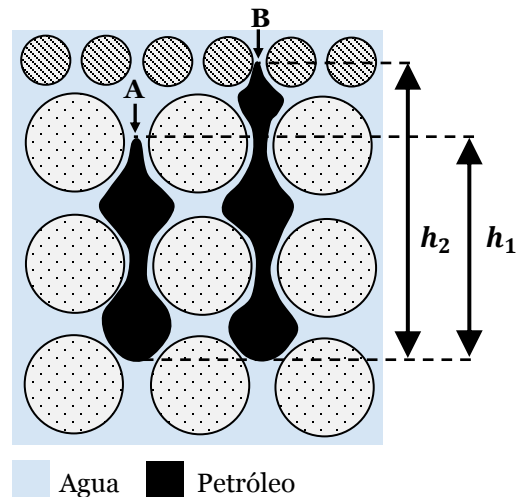


Figura 2.11 Migración vertical de los hidrocarburos por el efecto de la flotación (modificada de Beaumont y Fiedler, 1999).

El reordenamiento de fluidos genera zonas con diferente grado de saturaciones en el interior del yacimiento (Figura 2.12). Comúnmente, en la cima existe una disminución del radio de la garganta de los poros. Si la fuerza de flotación no tiene la capacidad de desplazar con eficiencia el agua a través de los conductos más pequeños, se crea una zona de residuos de agua justo debajo del sello superior. En la base del yacimiento, la pérdida de presión de flotabilidad en la fase de hidrocarburos crea una zona de transición donde el agua y los hidrocarburos coexisten. Además, el diámetro de la garganta de los poros y las densidades de los fluidos determinarán su espesor. La base de esta zona está definida por el nivel de agua libre, que es la profundidad donde el yacimiento comienza a estar saturado de agua en su totalidad ($S_w = 100\%$). El nivel de agua libre ocurre donde la presión de flotabilidad es cero (Beaumont y Fiedler, 1999). El mecanismo de flotación está restringido a trampas estructurales y estratigráficas y no puede causar presiones anormales a nivel regional (Swarbrick y Osborne, 1998).

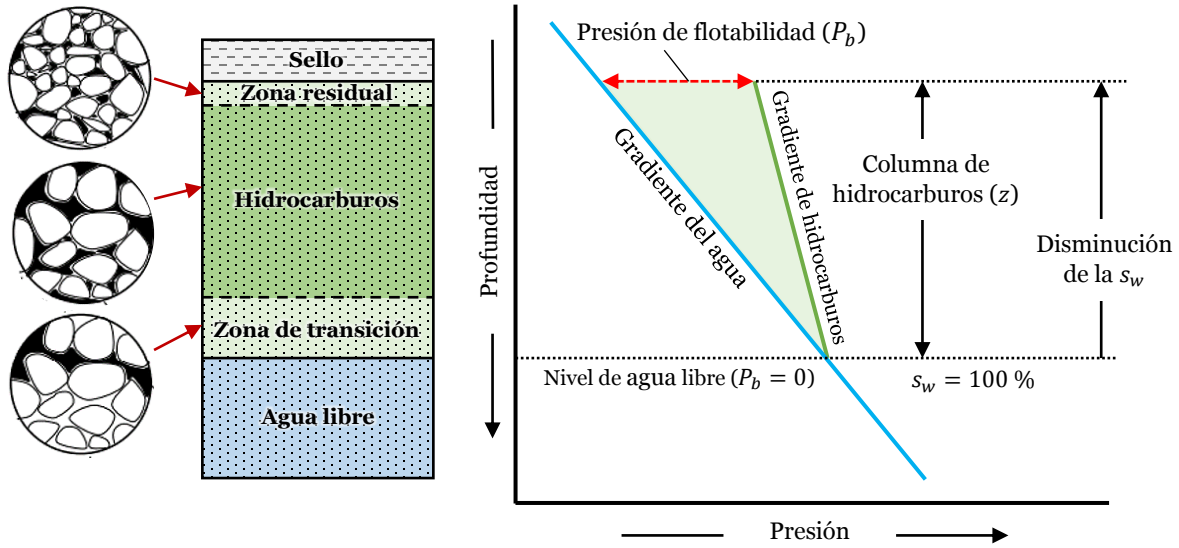


Figura 2.12 Incremento de la presión en la cima del yacimiento debido al fenómeno de la flotación (modificada de Beaumont y Fiedler, 1999).

2.1.6 Transferencia de presión

En los mecanismos anteriores, la presión anormal se encuentra dentro o cerca de los sedimentos en los que se generó. Sin embargo, existe un caso adicional en el que la presión puede transferirse dentro de uno o más estratos permeables conectados hidráulicamente, aunque estrictamente hablando esto no se trate de una "generación" de presión anormal. La transferencia se refiere a la redistribución de la presión anormal en el subsuelo. El movimiento de los fluidos es impulsado por el diferencial de presión y está controlado por la permeabilidad de las rocas (Swarbrick y Osborne, 1998). La transferencia de presión en el subsuelo puede ser lateral (Yardley y Swarbrick, 2000) y vertical (Tingay et al., 2007).

La transferencia lateral ocurre cuando la presión se transfiere a lo largo de un estrato permeable que comunica dos zonas con distinta presión (Bowers, 2002; Yardley y Swarbrick, 2000). Por ejemplo, en una cuenca donde la presión anormal es generada por el desequilibrio en la compactación, los depósitos permeables aislados que se encuentran a mayor profundidad tendrán mayor presión que los más cercanos a la superficie (**Figura 2.13a**). Si en estas condiciones geológicas existe un estrato

permeable, extenso lateralmente y con una inclinación o plegamiento, las regiones profundas estarán conectadas hidráulicamente a través de una vía permeable con regiones más superficiales de menor presión. La permeabilidad del estrato inclinado permitirá que la presión en la base se transfiera hasta la parte superior, lo que provocará un incremento de la presión en la cresta de la estructura y un decremento en la base (**Figura 2.13b**). El gradiente de presión dentro del estrato depende de la densidad del fluido contenido, por ejemplo, si se trata de agua, el incremento desde la base hasta la cima será equivalente al gradiente hidrostático. La transferencia lateral puede generar un incremento de presión capaz de fracturar la roca sello superpuesta, especialmente cuando hay una columna de gas de gran tamaño (Shaker, 2002b).

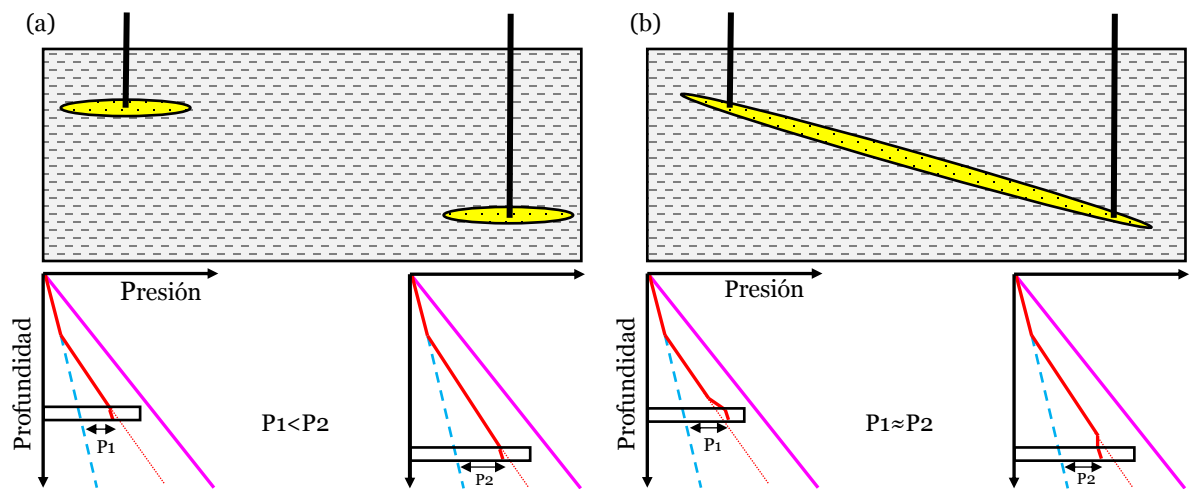


Figura 2.13 Distribución de la presión en a) yacimientos aislados y b) estratos bajo el efecto de la transferencia lateral de presión (modificada de Yardley y Swarbrick, 2000).

Un experimento realizado por Flemings (2021) muestra cómo es la distribución de la presión y preferencia de flujo cuando se presenta la transferencia lateral de presión (**Figura 2.14a**). El experimento simula un estrato permeable de inmersión (compuesto de grava) que está cubierto de un material de menor permeabilidad (compuesto de arena). La presión anormal se simuló mediante el bombeo constante de agua hacia la base. El registro de la presión se realizó mediante manómetros y para el seguimiento de la dirección de flujo se agregó pigmento rojo.

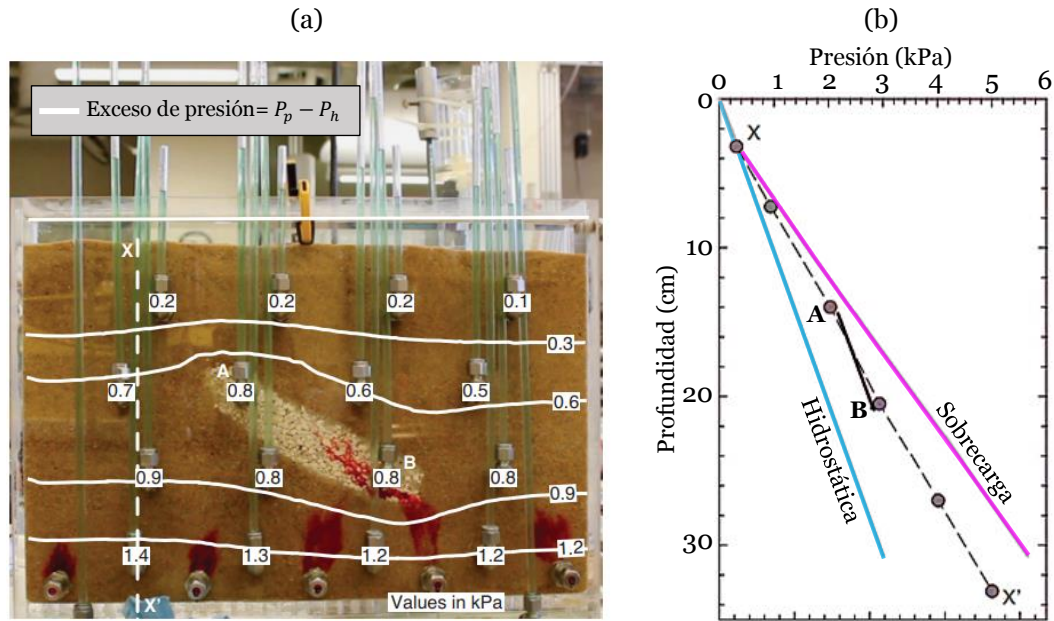


Figura 2.14 Demostración experimental de la preferencia de flujo y distribución de la presión debido a la transferencia lateral (modificada de Flemings, 2021).

El experimento demuestra que la presión existente alrededor de la base de la grava (punto B) se transfiere hacia la cima (punto A), generando un desbalance de la presión en las inmediaciones (líneas blancas en la Figura 2.14a). La trayectoria del agua pigmentada confirma que el flujo se concentra en la base de la grava y luego se dirige a lo largo de su longitud. La gráfica de los datos de presión revela que a lo lejos del cuerpo inclinado la presión incrementa a un ritmo superior al gradiente hidrostático (trayectoria X-X' en la Figura 2.14a) mientras que en su interior, la presión es paralela a la hidrostática (trayectoria A-B en la Figura 2.14a-b).

La transferencia vertical se produce cuando se establece una conexión hidráulica entre una formación geopresionada y otro compartimento aislado con menor presión, debido a la ruptura en la roca sello o la presencia de fallas activas asociadas. Estas fracturas actúan como conductos que permiten la transferencia vertical de los fluidos (Tingay et al., 2007). Anteriormente, se creía que las fallas activas y la ruptura del sello disipaban la presión, pero Thingay et al. (2007) demostraron que en realidad pueden redistribuir la presión en una cuenca, generando presiones de gran magnitud en los estratos donde anteriormente la presión era similar a la hidrostática.

2.2 Identificación de los mecanismos de presión anormal

Los métodos para identificar el origen de la presión anormal se clasifican en directos (análisis empírico) e indirectos (análisis teórico). Los métodos directos se refieren al análisis de la respuesta del registro geológico-geofísico y la prueba experimental de las geopresiones. Por otro lado, los métodos indirectos implican el análisis de las condiciones geológicas y la simulación numérica. Zhao et al. (2018) describen 6 metodologías para identificar el origen de la presión anormal, pero en este apartado se hace énfasis únicamente a las tres principales: 1) el análisis por combinación de curvas 2) los diagramas de Bowers y 3) el diagrama cruzado de velocidad acústica-densidad.

2.2.1 Combinación de curvas

Se basa en comparar la tendencia de múltiples registros de pozo para identificar el mecanismo de presión anormal. Se sugiere realizar este análisis utilizando al menos tres registros clave: resistividad, sónico y densidad. La curva de registro sónico se utiliza para determinar el intervalo con presión anormal, la curva de resistividad ayuda a identificar el tipo de fluido presente (agua, petróleo o gas), y el registro de densidad refleja las variaciones en la porosidad.

De acuerdo con Zhao et. al. (2018), el desequilibrio en la compactación se caracteriza por reflejar una disminución en la velocidad acústica, resistividad y densidad (**Figura 2.15**). La expansión de fluidos provoca la disminución de la velocidad acústica junto con un aumento en la resistividad, mientras que la densidad puede no experimentar cambios o disminuir ligeramente. Por otro lado, la transferencia de carga conlleva una disminución en la velocidad acústica y un aumento en la densidad.

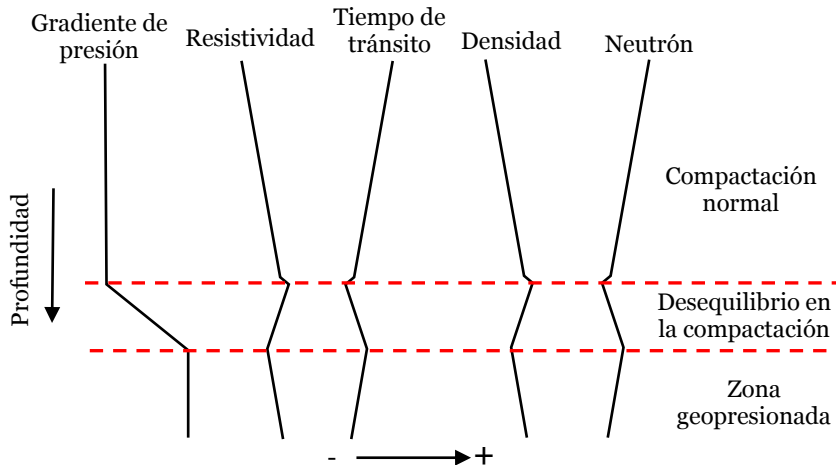


Figura 2.15 Comportamiento de los registros de pozo en un intervalo de presión anormal ocasionada por el desequilibrio en la compactación (modificada de Zhao et al., 2018).

2.2.2 Diagramas de Bowers

Consiste en identificar los mecanismos de presión anormal mediante el análisis de los gráficos cruzados del esfuerzo efectivo-densidad/velocidad acústica. En general, esto es posible porque la compactación normal se caracteriza por reflejar una curva de carga (aumento del esfuerzo efectivo), mientras que la mayoría de los mecanismos de presión anormal generan una trayectoria de descarga (disminución del esfuerzo efectivo).

Durante la compactación normal, se produce un incremento en la velocidad acústica y densidad debido a la disminución gradual del espacio poroso causada por el aumento progresivo de la sobrecarga. Este proceso genera una trayectoria conocida como "curva virgen" o "curva de carga" (trayectoria A-B en la **Figura 2.16**).

En la expansión de fluidos, la velocidad acústica experimenta una ligera disminución debido al ensanchamiento de los poros de conexión, mientras que la densidad puede mantenerse constante o mostrar una ligera reducción (trayectoria B-D en la Figura 2.16) (Bowers, 1995). La transferencia vertical de presión sigue un comportamiento similar a la expansión de fluidos (Tingay et al., 2007, 2009).

La transformación de esmectita-illita se distingue por mostrar un aumento en la densidad debido al colapso de la matriz durante la diagénesis, mientras que la velocidad acústica permanece relativamente constante (trayectoria B-E en la Figura 2.16) (Katahara, 2006).

La compactación química sigue una trayectoria de descarga similar a la illitización, pero con la posibilidad de incrementar la velocidad acústica y densidad según el grado de cementación experimentado (Hoesni, 2004; Swarbrick, 2012).

A diferencia de los mecanismos anteriores, el desequilibrio en la compactación no puede ocasionar una disminución en el esfuerzo efectivo, ya que se produce durante el proceso de sedimentación y no después de la litificación de la roca. En este caso, el esfuerzo efectivo se "congela" en el tiempo, lo que hace que la velocidad acústica y densidad reflejen su trayectoria a lo largo de la curva de carga (trayectoria B-C en la Figura 2.16) (Bowers, 1995).

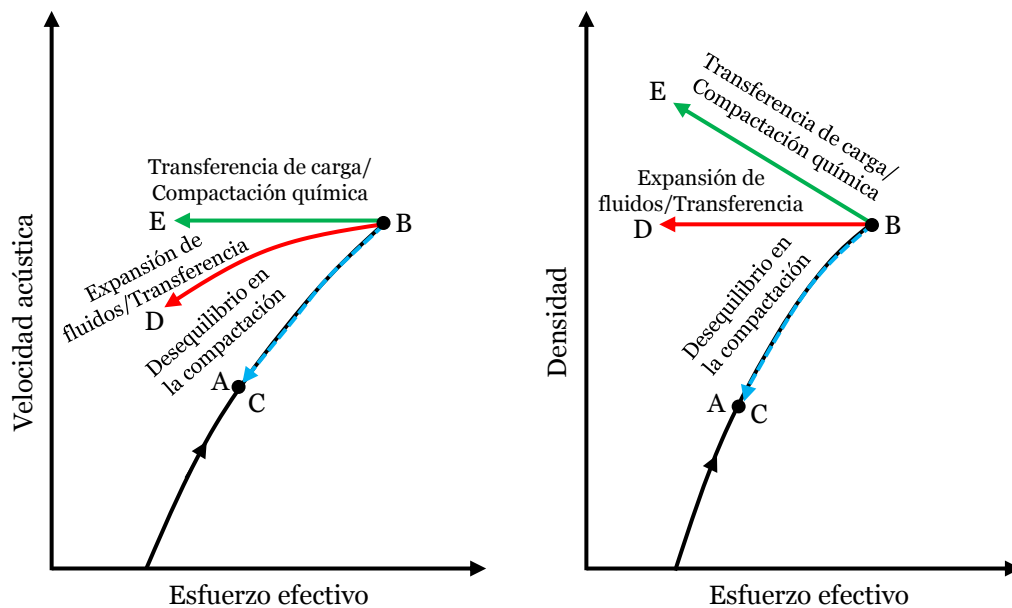


Figura 2.16 Relación entre el esfuerzo efectivo y la velocidad acústica/densidad de los principales mecanismos de presión anormal (Zhao et al., 2018).

Para utilizar los gráficos de Bowers de manera precisa, se requiere disponer de datos obtenidos a partir de probadores de formación (MDT o RFT) que permitan calcular el esfuerzo efectivo. Sin embargo, en caso de no contar con estos datos, se suele recurrir a la presión ejercida por la densidad del lodo utilizado durante la perforación, o a eventos reportados como la presencia de gasificaciones o influjos de agua, para obtener una estimación aproximada (Tingay et al., 2009).

2.2.3 Diagrama de velocidad-densidad

El comportamiento de la curva de descarga se clasifica según la capacidad de ensanchamiento de los poros de conexión durante la reducción del esfuerzo efectivo, pudiendo ser elástica cuando la porosidad incrementa ligeramente o inelástica cuando la porosidad se mantiene o disminuye. Para determinar si un intervalo de presión anormal se debe a una descarga elástica o inelástica, se recurre a la relación entre la velocidad acústica y la densidad (Yu y Hilterman, 2013).

En un intervalo que experimenta una descarga elástica (tendencia B en la **Figura 2.17**), la velocidad acústica disminuye, mientras que la densidad se mantiene relativamente constante (Bowers, 1995). Por otro lado, en la descarga inelástica (tendencia D en la **Figura 2.17**), se observa que la velocidad acústica puede disminuir ligeramente o mantenerse constante, mientras que la densidad aumenta. (Lahann y Swarbrick, 2011). Es posible que se presente una descarga de transición (tendencia C en la **Figura 2.17**), cuando se establece una relación de velocidad acústica/densidad que se encuentra entre los dos tipos de descarga, lo cual indica la presencia de más de un mecanismo de presión anormal.

En cuanto al desequilibrio en la compactación (tendencia A en la **Figura 2.17**), no se clasifica como un tipo específico de descarga, pero puede interpretarse como una trayectoria completamente elástica, ya que está dentro de la curva de carga.

La compactación química (tendencia E en la **Figura 2.17**) sigue una tendencia de descarga similar a la experimentada en la transferencia de carga, pero tiene la posibilidad de aumentar la velocidad/densidad en función del grado de cementación experimentado (Swarbrick, 2012).

Una problemática de las metodologías anteriores es que la descarga registrada por algunos mecanismos es similar, por ejemplo, la relación entre la velocidad acústica y el esfuerzo efectivo no puede distinguir entre la expansión del fluido y los mecanismos de transferencia. Por lo tanto, es importante realizar análisis complementarios.

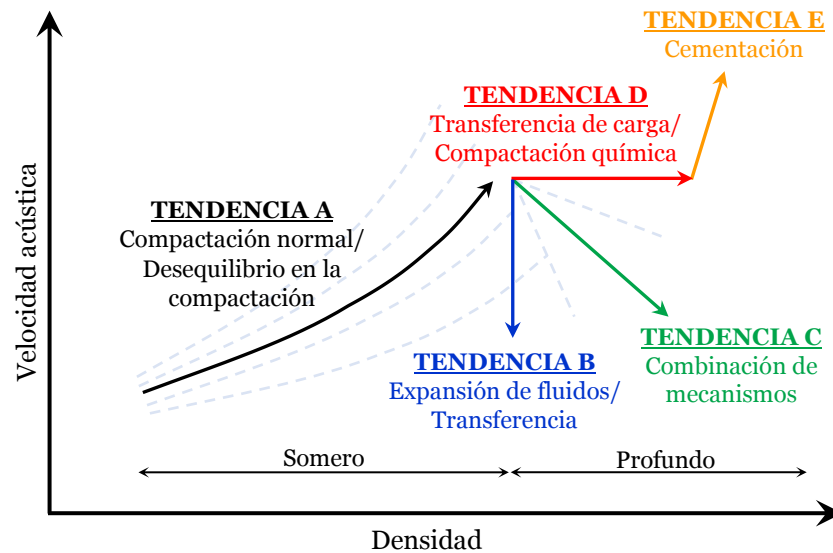


Figura 2.17 Relación entre la velocidad acústica y la densidad de los principales mecanismos de presión anormal (Swarbrick, 2012).

Capítulo 3

Fundamentos de la secuencia estratigráfica

La estratigrafía secuencial es el estudio de las relaciones en las rocas sedimentarias, dentro de un marco cronoestratigráfico o geológico-temporal. Su objetivo principal es analizar los cambios en las facies, la geometría de los estratos, así como identificar las superficies clave que permiten determinar el orden cronológico de la sedimentación en una cuenca y los eventos de erosión asociados (Catuneanu et al., 2009).

Una secuencia deposicional es una sucesión relativamente concordante de estratos que están delimitados en su base y cima por discordancias o sus conformidades marinas correlativas (**Figura 3.1**). Los estratos que componen una secuencia estratigráfica se consideran genéticamente relacionados, ya que pertenecen al mismo ciclo de sedimentación (Catuneanu et al., 2009). Estas superficies y los estratos asociados se forman como resultado de una combinación de procesos, que incluyen cambios en el nivel del mar eustático, hundimientos tectónicos y aporte de sedimentos (Slatt, 2013). A continuación, se presentan los conceptos fundamentales involucrados en el análisis de la estratigrafía secuencial.

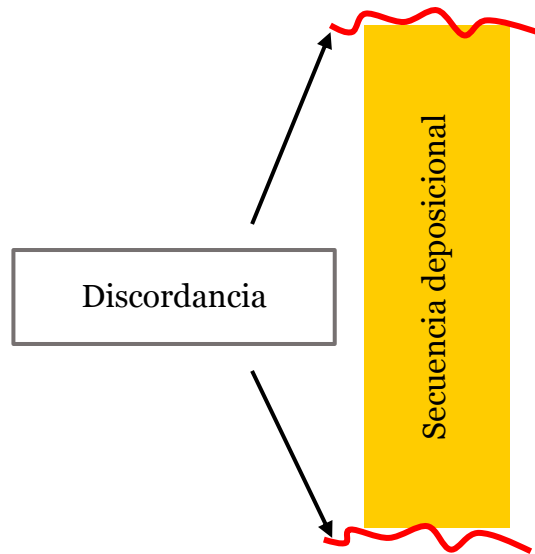


Figura 3.1 Representación de los límites de una secuencia deposicional (modificada de Slatt, 2013).

3.1 Variaciones del nivel del mar y espacio de acomodación

La estratigrafía secuencial se basa en la premisa de que, a lo largo del tiempo geológico, los océanos han experimentado fluctuaciones cíclicas con relación a la masa de tierra adyacente (Slatt, 2013). Los cambios en el nivel del mar son controlados tanto por fluctuaciones eustáticas como por procesos de hundimiento/levantamiento tectónico (Coe et al., 2003). El nivel del mar puede recibir diferentes nombres según el punto de referencia utilizado. Los términos más comunes para referirse a esta medida son: nivel eustático del mar, nivel relativo del mar y profundidad del agua. (**Figura 3.2**).

El nivel eustático del mar es la distancia que existe entre un punto de referencia, generalmente el centro de la Tierra, y la superficie del mar en un momento determinado. Esta distancia representa el nivel global del mar. Los cambios en el nivel eustático se producen como resultado del movimiento de las placas tectónicas, que pueden alterar el volumen de las cuencas oceánicas, así como debido a variaciones en

el volumen del agua del océano causadas por eventos como la glaciación y desglaciación.

El nivel relativo del mar es la distancia o profundidad entre la superficie del mar y un punto de referencia en movimiento, como una superficie dentro de una acumulación de sedimentos submarinos. El nivel relativo del puede experimentar cambios debido a diversos factores, tales como el hundimiento tectónico, el hundimiento por efecto de la compactación de los sedimentos, los movimientos eustáticos verticales, entre otros.

La profundidad del agua es la distancia que existe entre la superficie del mar y el suelo marino en un momento dado.

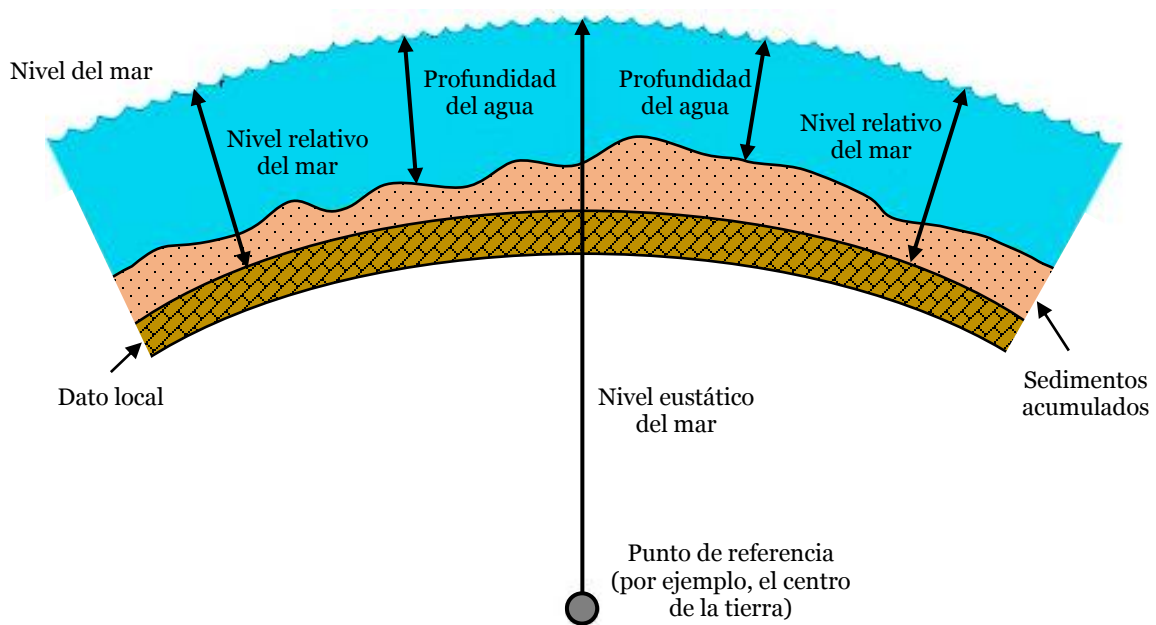


Figura 3.2 Nombres que recibe el nivel del mar según el punto de referencia (modificada de Slatt, 2013).

Para que se produzca la deposición de sedimentos, es necesario que exista un espacio de acomodación, es decir, un espacio disponible para su almacenamiento (Coe et al., 2003). En sentido vertical, el espacio de acomodación equivale a la profundidad del agua, mientras que términos bidimensionales representa la distancia entre la

superficie del mar y el fondo marino en cualquier posición a lo largo de esa superficie. La cantidad del espacio de acomodación se rige por los cambios en el nivel relativo del mar, los cuales están controlados tanto por las fluctuaciones eustáticas del nivel del mar como por el hundimiento/levantamiento tectónico (**Figura 3.3**). El volumen de sedimentos que está disponible para llenar el espacio de acomodación se conoce como aporte sedimentario (Slatt, 2013).

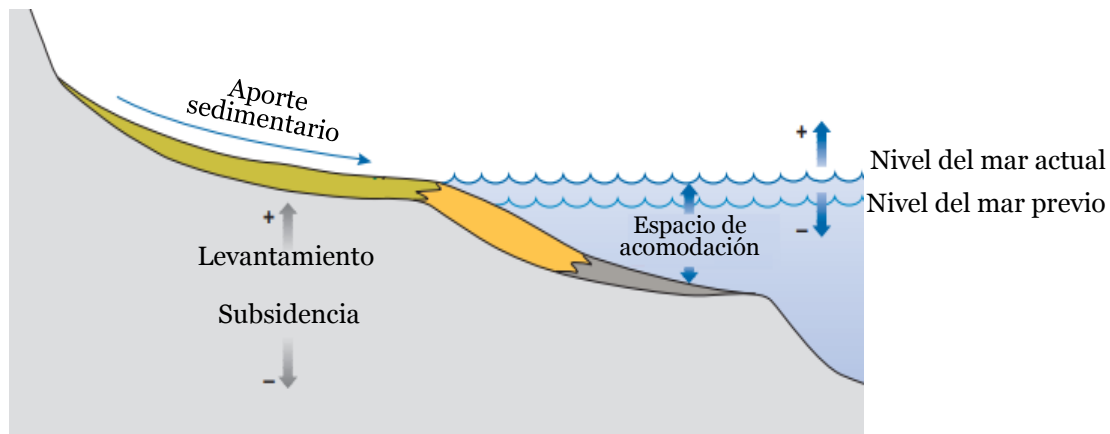


Figura 3.3 Procesos involucrados en la formación y llenado del espacio de acomodación (modificada de Coe et al., 2003).

3.2 Parasecuencia y patrones de apilamiento

El análisis estratigráfico se lleva a cabo de abajo hacia arriba, es decir, partiendo de las secuencias más antiguas. Se comienza por examinar la unidad de depósito estratigráfico más pequeña y simple. Luego, se estudia cómo estas unidades de escala reducida se apilan entre sí debido a los cambios en el espacio de acomodación y/o el suministro de sedimentos a lo largo de períodos de tiempo más extensos, formando así secuencias estratigráficas (Coe et al., 2003).

Las unidades de pequeña escala se llaman parasecuencias. Cada parasecuencia se forma como resultado de oscilaciones a corto plazo en el equilibrio entre el suministro de sedimentos y el espacio de acomodación (Coe et al., 2003). Una parasecuencia se define como una sucesión de unidades deposicionales relativamente concordantes o conjunto de lechos genéticamente relacionados, que están limitados por

superficies de inundación marina o superficies correlativas (van Wagoner et al., 1990). El término “Relativamente concordante” implica que una parasecuencia puede presentar breves interrupciones en la deposición, pero no períodos sustanciales de erosión o no deposición. Además, el término "genéticamente relacionado" indica que todas las facies dentro de una parasecuencia se depositaron en continuidad lateral entre sí.

Una parasecuencia contiene un conjunto de facies menos profundas en dirección ascendente de la deposición (hacia el interior continental) y un conjunto de facies más profundas en dirección descendente (hacia el mar). Además, en su interior, las facies de aguas poco profundas se acuñan hacia el mar, mientras que las facies de aguas profundas se acuñan hacia el interior continental (**Figura 3.4a**). La granoclasificación de las facies dependerá de la dinámica entre el aporte sedimentario y el espacio de acomodación (**Figura 3.4b**) (Catuneanu, 2022).

El espesor de una parasecuencia puede variar desde menos de un metro hasta algunas decenas de metros, mientras que su extensión lateral puede variar desde decenas hasta miles de kilómetros cuadrados, dependiendo de la geometría del área de depósito y las características del sistema sedimentario (Coe et al., 2003).

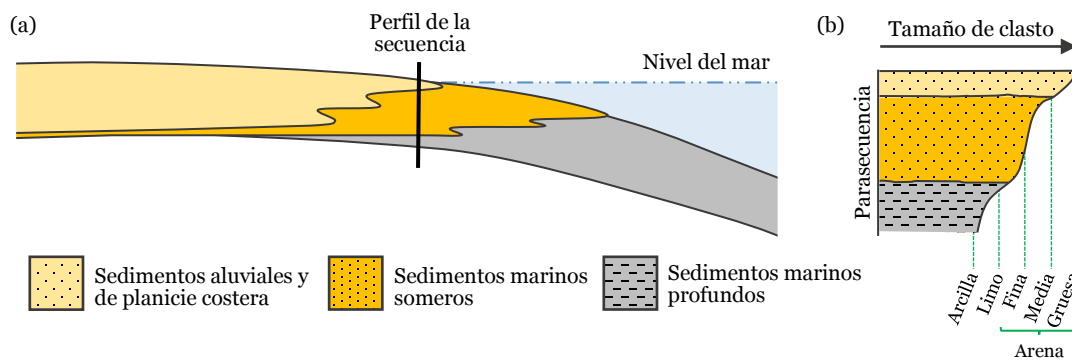


Figura 3.4 a) Distribución lateral de las facies de una parasecuencia y b) su granoclasificación (modificada de Coe et al., 2003).

A menudo los ciclos sedimentarios muestran tendencias persistentes en el espesor y la composición de facies, llamadas patrones de apilamiento. Se reconocen tres

tipos principales de patrones: progradacional, agradacional y retrogradacional. Las sucesiones de parasecuencias que forman estos patrones se denominan conjuntos de parasecuencias (Coe et al., 2003). Los patrones de apilamiento se forman debido a la dinámica que existe entre de los cambios en las tasas de sedimentación y el nivel del mar (Catuneanu et al., 2009).

La progradación se refiere a la migración hacia la cuenca de los cinturones de facies debido a un aporte sedimentario que excede la tasa de creación del espacio de acomodación. En otras palabras, el espacio de acomodación se llena más rápidamente de lo que se crea. Como resultado, cada parasecuencia más reciente se desplaza más hacia el mar en relación con la parasecuencia anterior (**Figura 3.5a**) (Coe et al., 2003). Un conjunto de parasecuencias progradacionales se reconoce por la aparición progresiva de facies de aguas menos profundas en dirección al interior continental, al mismo tiempo que se produce una pérdida progresiva de facies de aguas más profundas, lo que resulta en una secuencia granocreciente (**Figura 3.5b**) (van Wagoner et al., 1990).

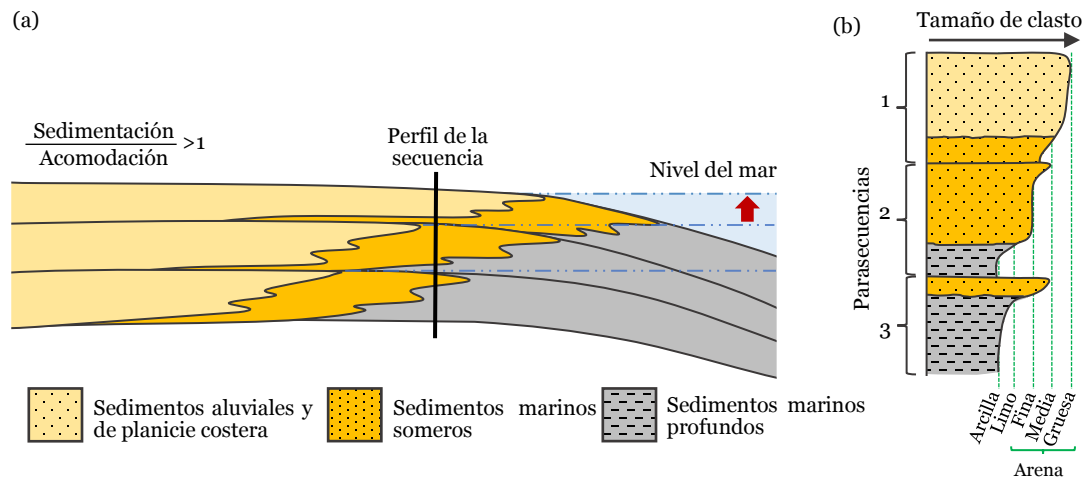


Figura 3.5 Conjunto de parasecuencias progradacionales (modificada de Coe et al., 2003).

La agradación se refiere a la creación vertical de los estratos cuando el aporte sedimentario y la velocidad de creación del espacio de acomodación están aproximadamente equilibrados. En otras palabras, el espacio de acomodación se llena

a medida que se crea. Además, la profundidad del agua se mantiene constante de una parasecuencia a la siguiente y las facies no muestran ningún movimiento hacia el continente o la cuenca (**Figura 3.6a**) (Coe et al., 2003). Un conjunto de parasecuencias agradacionales se reconoce por la similitud de la composición de facies en cada parasecuencia sucesiva (**Figura 3.6b**) (van Wagoner et al., 1990).

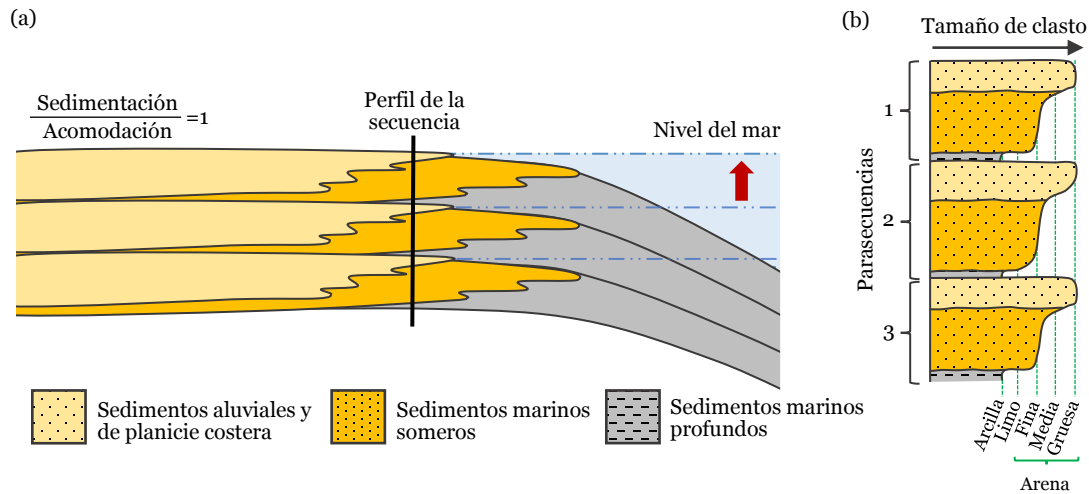


Figura 3.6 Conjunto de parasecuencias agradacionales (modificada de Coe et al., 2003).

La retrogradación se refiere a la migración de los cinturones de facies hacia tierra cuando el aporte sedimentario es inferior a la velocidad de creación del espacio de acomodación. En otras palabras, el espacio de acomodación se crea más rápidamente de lo que se llena. Como resultado, cada parasecuencia más reciente se desplaza hacia el interior continental en relación con la parasecuencia anterior (**Figura 3.7a**) (Coe et al., 2003).

Un conjunto de parasecuencias retrogradacionales se reconoce por la aparición progresiva de facies de aguas más profundas en dirección al continente, igualada por una pérdida progresiva de facies de agua menos profundas, lo que resulta en una secuencia granodecreciente (**Figura 3.7b**) (van Wagoner et al., 1990).

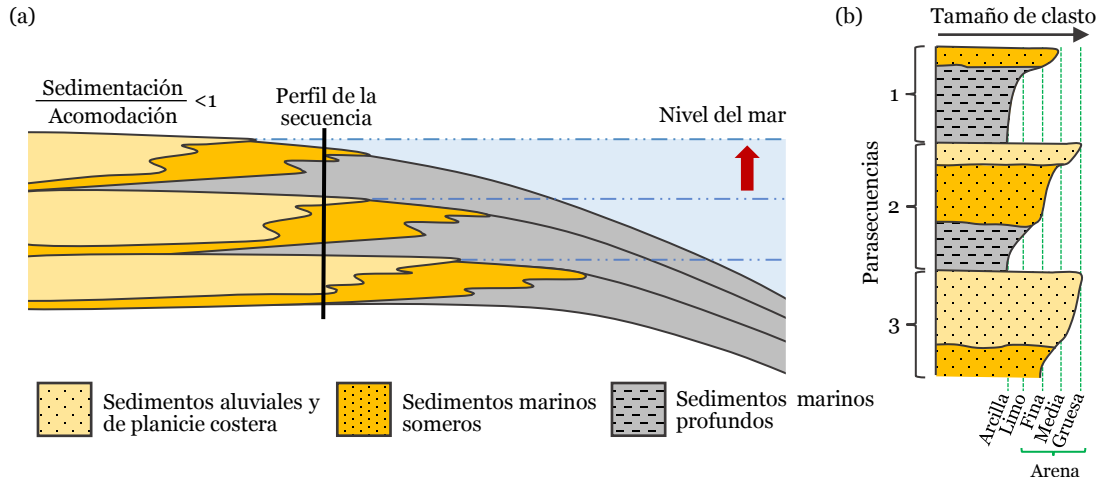


Figura 3.7 Conjunto de parasecuencias retrogradacionales (modificada de Coe et al., 2003).

3.3 Superficies delimitadoras

Se considera que una secuencia deposicional, como un patrón de apilamiento, es concordante cuando no se observa evidencia de erosión, ausencia de deposición o hiatos significativos entre los estratos que la componen (Slatt, 2013). Por otra parte, sus límites están definidos por superficies que ayudan para distinguir entre diferentes tipos de depósitos genéticos, como transgresivos, regresivos o agradacionales (Catuneanu et al., 2009). Estas superficies son contactos estratigráficos que marcan un cambio en el patrón de apilamiento siendo las discordancias (límites de secuencias) y las superficies de inundación (límites de parasecuencias) las superficies delimitadoras (Catuneanu, 2020).

La discordancia, también conocida como límite de secuencia (LS), es una superficie que separa los estratos más jóvenes (superiores) de los estratos más antiguos (inferiores) y en la cual se observa evidencia de erosión. Esta erosión es el resultado de la exposición subaérea de la plataforma continental durante períodos de descenso del nivel del mar. También se considera que el hiato puede marcar el límite de una secuencia (van Wagoner et al., 1990).

La superficie de inundación máxima (SIM) es la superficie superior de una lutita que se deposita durante un rápido aumento del nivel relativo del mar. Esta superficie

marca un cambio en los patrones de apilamiento de las parasecuencias, pasando de retrogradacionales a progradacionales (cambio de tendencia transgresiva a regresiva). La SIM indica el momento de mayor profundidad en el sistema y la máxima extensión de las facies marinas tierra adentro. La lutita formada por el depósito de arcilla durante el ascenso del nivel del mar se conoce como sección condensada (van Wagoner et al., 1990).

3.4 Marco estratigráfico secuencial

El marco estratigráfico de secuencia consta en identificar todas las unidades genéticas que surgen de la interacción entre la acomodación y la sedimentación (patrones de apilamiento), junto con las superficies delimitadoras (superficies de inundación máxima y límites de secuencia). Este marco se puede desarrollar utilizando registros de pozos, complementados con datos adicionales, como afloramientos geológicos o muestras de núcleo, para obtener una imagen más completa (Catuneanu et al., 2009).

El registro de rayos gamma (GR) es ampliamente utilizado en el análisis de la secuencia estratigráfica debido a que la radioactividad de la roca, medida por esta herramienta, generalmente está relacionada con el contenido de minerales arcillosos y, por lo tanto, con el tamaño de grano y la energía del depósito (Rider, 1996). Por ejemplo, si la lectura de rayos gamma disminuye gradualmente desde la base hacia la cima de una capa es indicativo de un aumento en el contenido de clastos grandes (arena), lo que se conoce como un estrato granocreciente (patrón de embudo en la **Figura 3.8**). Por el contrario, si existe un aumento progresivo desde la base hacia la cima de una capa, indica un aumento en el contenido de clastos finos (arcilla), lo que corresponde a un estrato granodecreciente (patrón de campana en la Figura 3.8).

Las tendencias o patrones reflejadas en el registro de rayos gamma se denominan electrofacies y se definen como el conjunto de respuestas de los parámetros físicos que caracteriza a un estrato y permite diferenciarlo de otros (Serra y Abbott, 1982). Milton y Emery (1996) señalan que la dinámica de la sedimentación en las rocas siliciclásticas dan lugar a cinco tipos de electrofacies: cilíndrico, embudo, campana,

simétrico e irregular. Además, las electrofacies están relacionadas directamente con el tipo de parasecuencia formada (Figura 3.8).

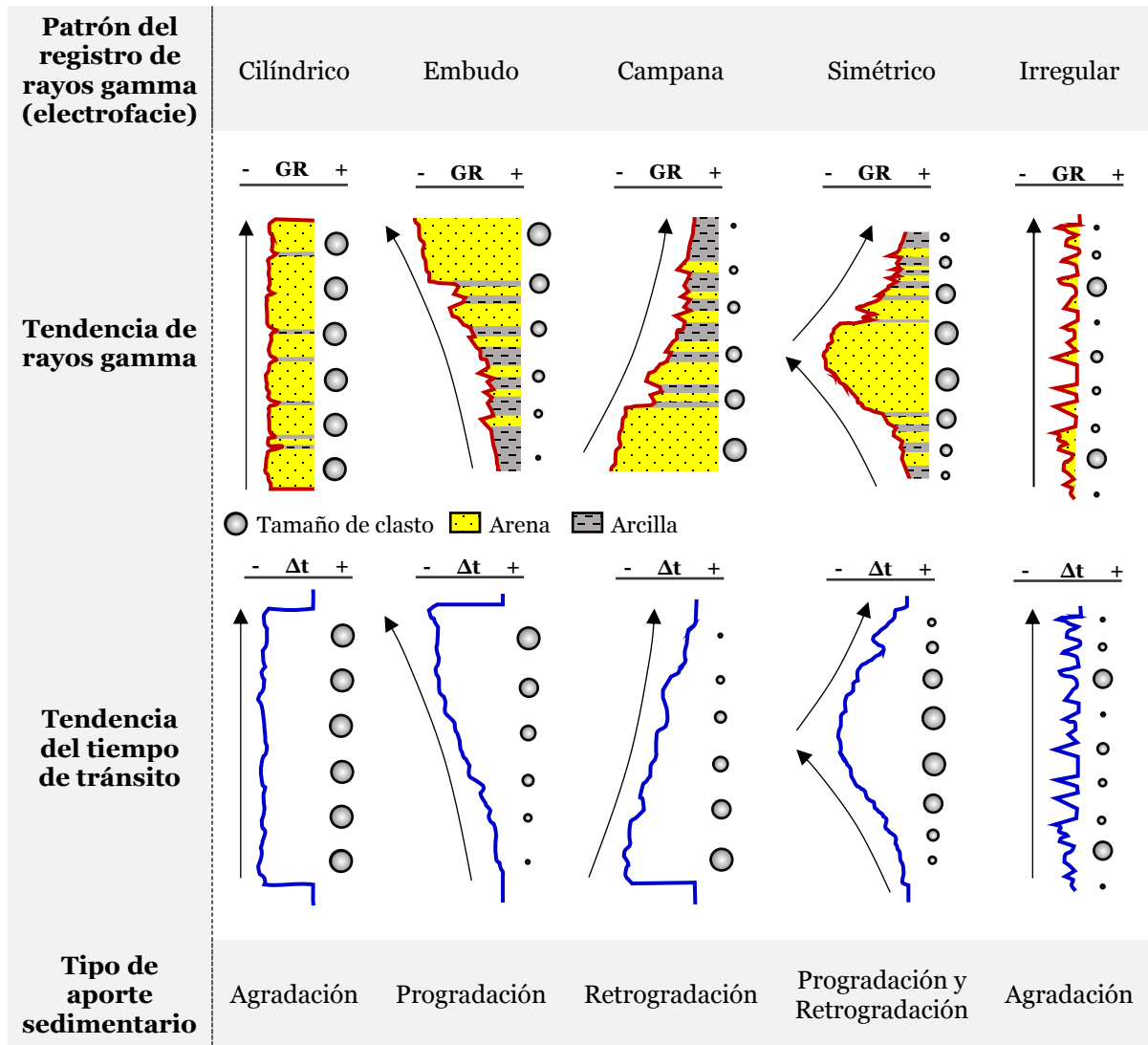


Figura 3.8 Clasificación de las electrofacies de acuerdo con la tendencia observada en el registro de rayos gamma (modificada de Milton y Emery, 1996).

Rider (1996) menciona que la falta de forma en el registro de rayos gamma no indica necesariamente una ausencia de cambios en el tamaño de los clastos, y un valor alto de rayos gamma no siempre indica la presencia de arcillas. Por lo tanto, el análisis de electrofacies no se basa únicamente en el registro de rayos gamma, sino que implica la comparación de múltiples registros. Un registro complementario que se utiliza con

frecuencia es el registro sónico. El tiempo de tránsito está relacionado con la porosidad y la litología. Las lutitas, por ejemplo, tendrán un tiempo de tránsito más alto (velocidad más baja) en comparación con las areniscas de una porosidad similar, lo que a veces permite utilizar el registro sónico como indicador del tamaño de clasto (Milton y Emery, 1996). La Figura 3.8 muestra las respuestas de tiempo de transito asociadas a cada electrofacie de rayos gamma, asumiendo una saturación de agua y que la cementación no ha alterado significativamente la porosidad (Milton y Emery, 1996). En general, la respuesta de los registros distintos a los rayos gamma dependerá del fluido alojado, grado de compactación, entre otros factores. Las electrofacies simétrica y cilíndrica están estrechamente relacionadas con la formación de rocas permeables.

La superficie de inundación máxima representa intervalos de tiempo geológico en el que los sedimentos de grano fino se acumulan, lo que se refleja en un aumento progresivo en la lectura de rayos gamma. En la parte superior de esta superficie, se produce un punto de inflexión donde los valores de radioactividad disminuyen significativamente. Por otro lado, el límite de secuencia se identifica como la superficie que separa secuencias más antiguas de las más recientes. Este límite puede originarse debido a la erosión o la existencia de un hiato en el registro geológico. Por lo tanto, puede observarse como un cambio abrupto en el registro de rayos gamma (**Figura 3.9**) (Slatt, 2013).

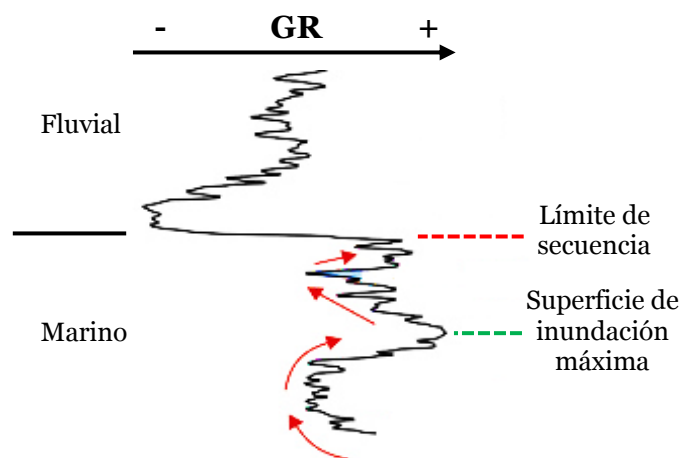


Figura 3.9 Comportamiento del registro de Rayos Gamma en las superficies delimitadoras (modificada de Catuneanu, 2022).

El marco estratigráfico se puede construir a diferentes escalas, dependiendo del alcance y propósito del estudio (p. ej. la exploración de petróleo frente a la caracterización de yacimientos) o el tipo de conjunto de datos disponible (p. ej. datos sísmicos frente a registros de pozo o afloramientos). Los datos sísmicos se utilizan para construir marcos de baja resolución a mayor escala, mientras que los datos de afloramientos y registros de pozos permiten la construcción de marcos de alta resolución, pero a una escala local. En cualquier caso, el establecimiento del marco estratigráfico sirve para que el intérprete pueda tomar decisiones dependientes del modelo con respecto a qué conjunto de superficies estratigráficas de secuencia debe elevarse en importancia (Catuneanu et al., 2009).

3.5 Secuencia estratigráfica y presión de poro

Los cambios en la litología y la magnitud de la sobrecarga son los principales responsables en la formación de sellos (rocas impermeables) y compartimentos (rocas permeables aisladas hidráulicamente del entorno) en una cuenca sedimentaria. Por lo tanto, el conocimiento de la distribución espacial de los sedimentos en una cuenca es clave para comprender y evaluar adecuadamente el perfil de presión esperado en cualquier ubicación de la cuenca. Shaker (2002b) señala que el perfil de presión de poro se desarrolla de manera particular a lo largo de una cuenca debido a la distribución de sedimentos. Esto se visualiza en el diagrama geológico de la **Figura 3.10** que representa una secuencia estratigráfica típica formada a lo largo del margen continental.

En la plataforma interior, la litología está dominada por sedimentos ricos en arena, los cuales forman facies permeables de gran espesor. Sin embargo, es importante tener en cuenta que la diagénesis y las alteraciones meteóricas pueden afectar la porosidad primaria de estos sedimentos. Las superficies de inundación máxima forman sellos fuertes en contraste con los planos de estratificación de baja permeabilidad dentro de las parasecuencias. El perfil de presión de poro se caracteriza por tener un comportamiento de aumento progresivo, similar a una cascada (**Figura 3.11**).

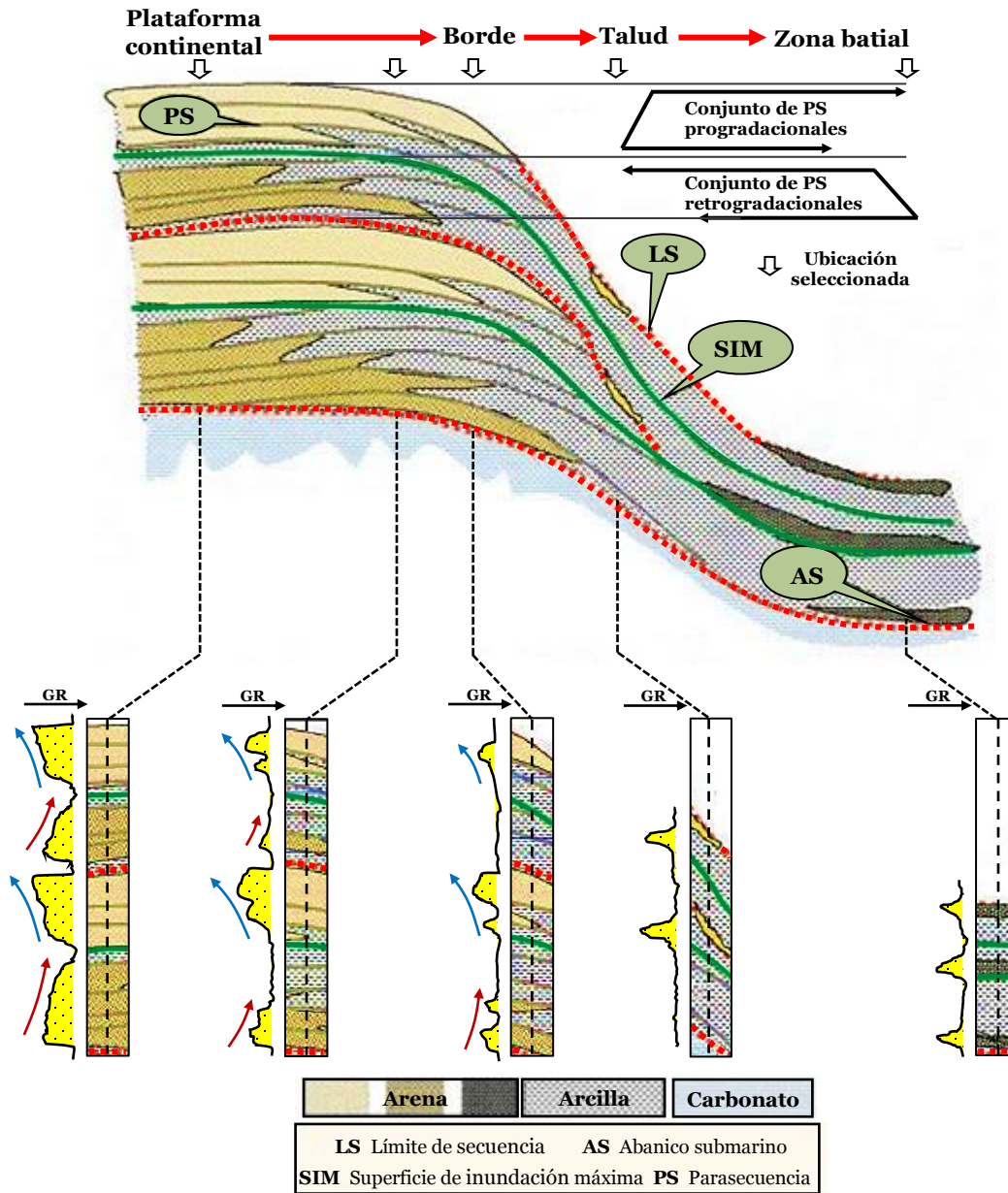


Figura 3.10 Secuencia estratigráfica típica de una cuenca sedimentaria y tendencias esperadas en el registro de rayos gamma a lo largo del margen continental (modificada de Shaker, 2002a).

La superficie de inundación máxima generalmente tiene la capacidad de formar la zona de transición. En esta zona, se produce un aumento significativo en el gradiente de presión, el cual puede variar según la edad, el grosor y la litología del sello. La presión litostática, que comienza a poca profundidad, conduce a una gran sobrecarga y una

mayor capacidad de retención en la zona geopresionada. La lutita intercalada tiene una capacidad de sellado moderada, especialmente si se trata de un límite de secuencia entre un conjunto de parasecuencias progradacional y retrogradacional.

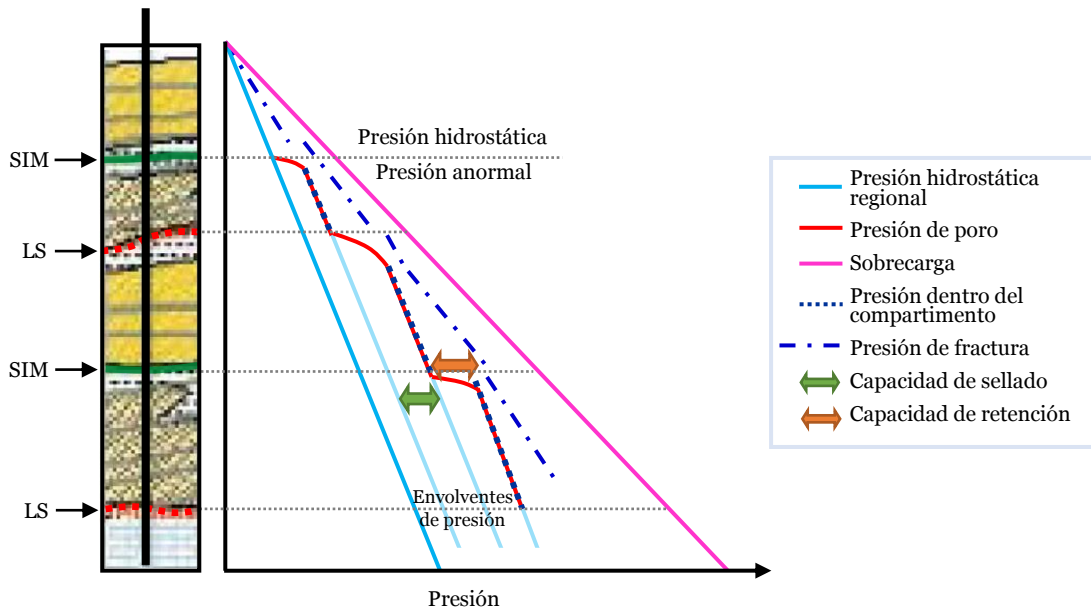


Figura 3.11 Perfil de presión esperado en la plataforma continental interna (modificada de Shaker, 2002a).

En la plataforma exterior, la calidad del depósito en cada compartimento está compuesta de sedimentos medios a finos. La presencia de capas de lutita relativamente gruesas favorece la retención de hidrocarburos. Es importante destacar que se produce un cambio significativo en el gradiente de presión de presión cuando se encuentran las superficies de inundación máxima en lutitas de gran espesor. Las parasecuencias dentro de las progradaciones y retrogradaciones, generalmente muestran un cambio de presión moderado a débil. El perfil de presión muestra una capacidad de sellado y retención relativamente alta (**Figura 3.12**).

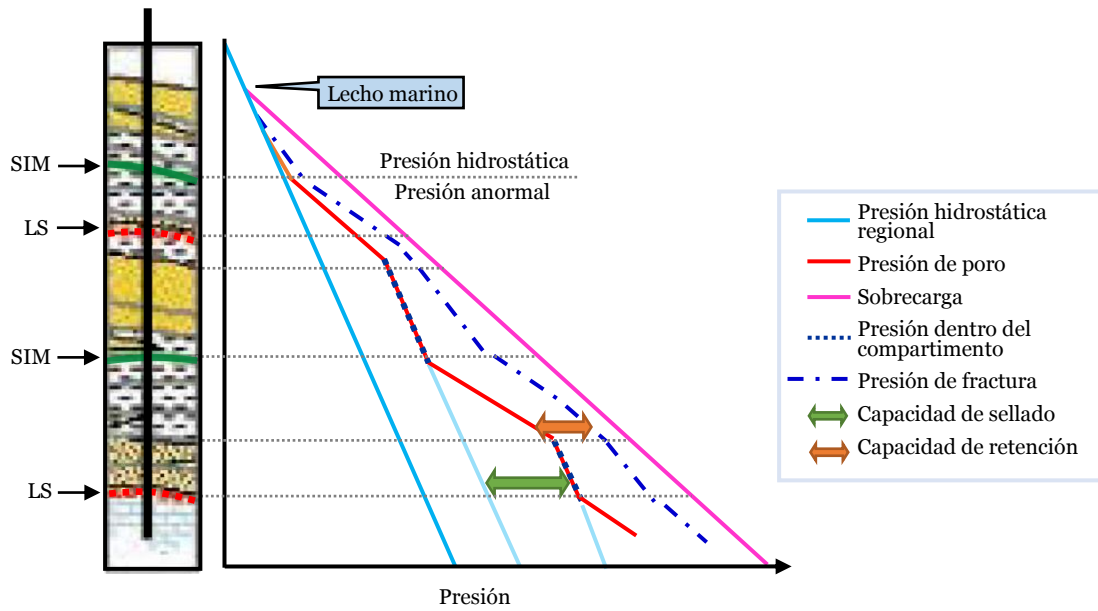


Figura 3.12 Perfil de presión esperado en la plataforma continental externa (modificada de Shaker, 2002a).

En el borde de la plataforma, el entorno geológico está dominado por facies prodelta y ocasionalmente se encuentran conjuntos de parasecuencias progradacionales que son ricas en arena. La presencia frecuente de sedimentos de baja permeabilidad conduce a un incremento acelerado de la presión en toda la zona geopresionada. La escases de compartimentos permeables y el incremento en la profundidad del lecho marino conduce a una cercanía entre la magnitud de la presión de poro y la presión de fractura (**Figura 3.13**). En consecuencia, la capacidad de retención de los sellos para el entrapamiento de hidrocarburos es relativamente baja.

El entorno del talud continental está dominado por sedimentos ricos en lodo y ocasionalmente se pueden encontrar valles incisos y canales que suelen rellenarse con sedimentos gruesos que forman estructuras permeables. El gran espesor de las formaciones de baja permeabilidad, combinado con la altura de la columna de agua, da lugar a un rápido aumento del gradiente de presión de poro. Esto resulta en una proximidad entre la presión de poro y la presión de fractura, lo que conlleva una capacidad de retención baja (**Figura 3.14**). Además, la inclinación de los estratos permeables propicia la transferencia lateral de presión (consultar la sección 2.1.6).

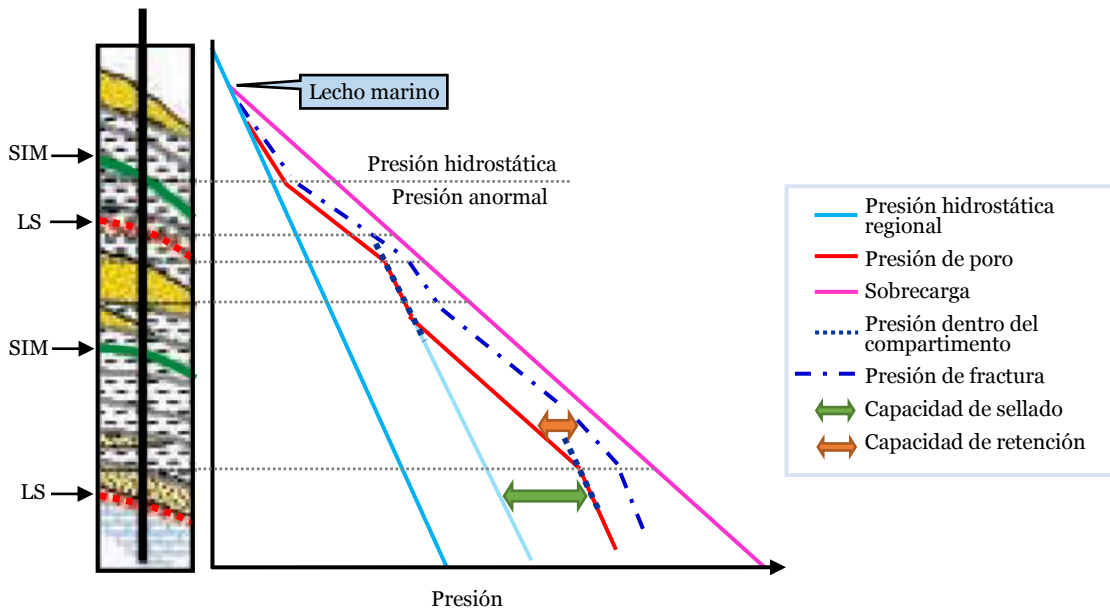


Figura 3.13 Perfil de presión esperado en el borde continental (modificada de Shaker, 2002a).

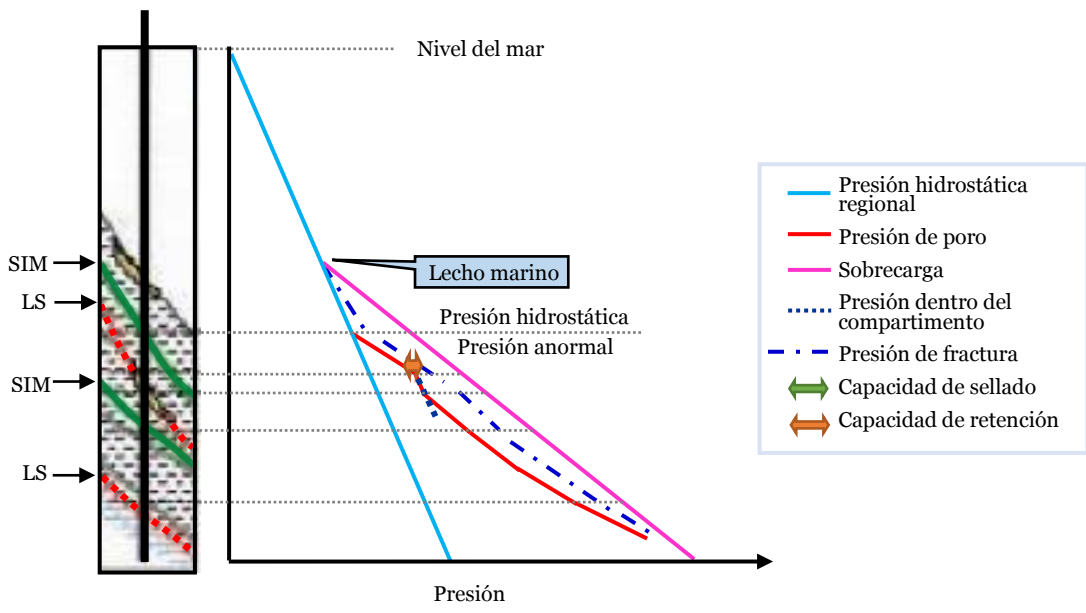


Figura 3.14 Perfil de presión esperado en el talud continental (modificada de Shaker, 2002a).

En la zona batial en aguas profundas, se recibe una enorme afluencia de sedimentos durante eventos progradacionales. Gracias a las corrientes de turbidez, la

mayoría de los sedimentos evitan el talud y se depositan en zonas más profundas, dando paso a la formación de abanicos submarinos (Slatt, 2013). La gran profundidad del agua conduce a una reducción importante de la sobrecarga, causando la cercanía entre los gradientes de poro, fractura y litostático (**Figura 3.15**). Pese a la presencia de una capacidad de sellado que puede ir de moderada a alta, la capacidad de retención es limitada en la parte poco profunda (Shaker, 2002b).

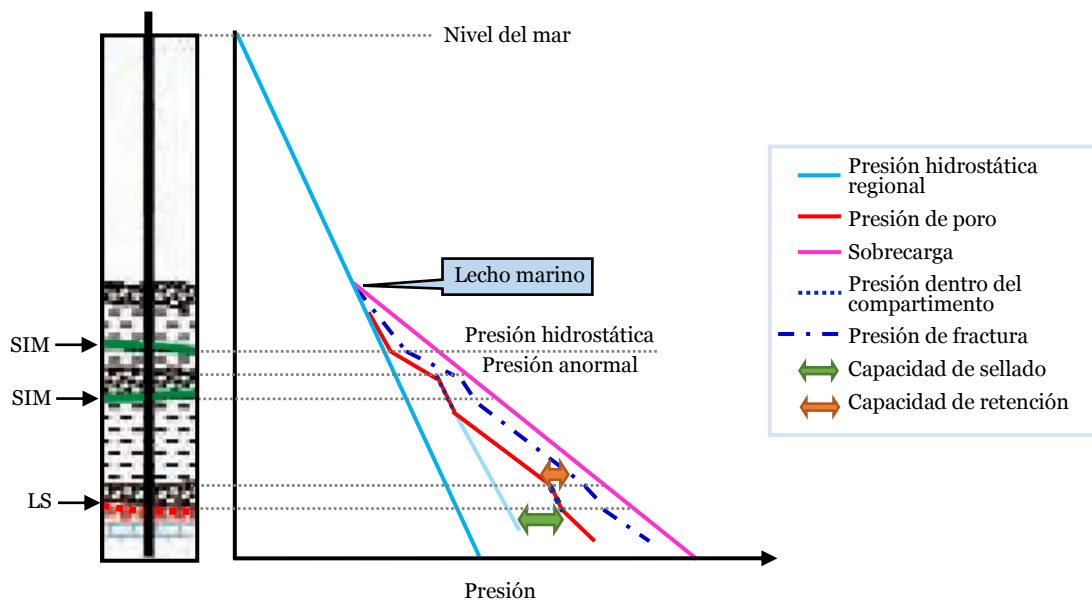


Figura 3.15 Perfil de presión esperado en la zona batial (modificada de Shaker, 2002a).

Si bien los perfiles de presión pueden variar según la ubicación dentro de la cuenca, existen comportamientos generales que deben tenerse en cuenta dentro del análisis de la presión de poro. En primer lugar, es importante tener en cuenta que las superficies de inundación máxima tienen la capacidad de generar sellos regionales (**Figura 3.16** y **Figura 3.17**). En áreas donde se encuentran arenas compartimentadas que se extienden lateralmente, el perfil de presión es similar en cualquier ubicación de la cuenca gracias a la permeabilidad de las arenas, tal como se muestra en la secuencia progradacional que abarca desde los 2600 pies hasta los 4000 pies de profundidad (Figura 3.16).

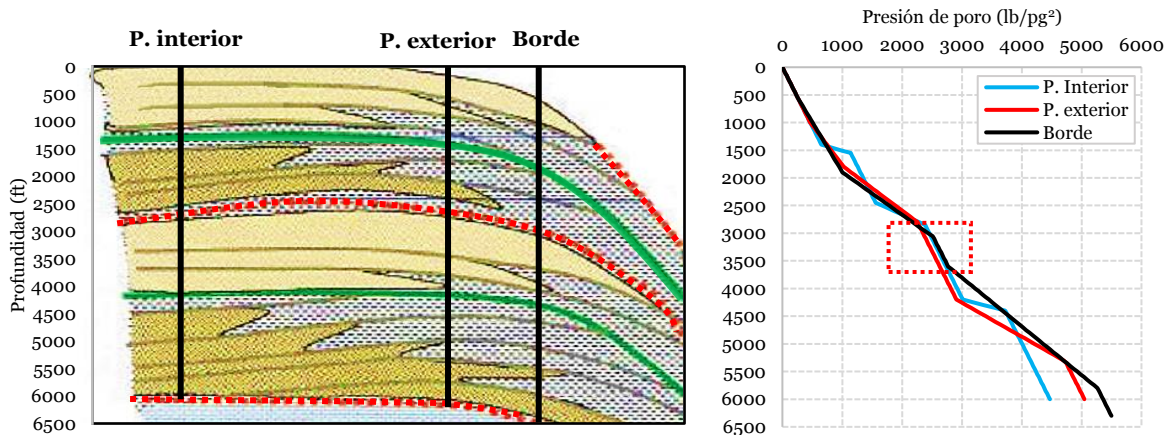


Figura 3.16 Comparativa de la presión de poro existente en la plataforma interior, exterior y el borde continental (modificada de Shaker, 2002a).

En la zona marina, debe considerarse el fenómeno de transferencia lateral ocasionado los compartimentos inclinados (arena A y B en la Figura 3.17). Por ejemplo, en el flanco más alto de la arena A, existe una presión mayor que en el de su sello superior debido a que se está por arriba del centroide. Este fenómeno puede ocasionar que la presión en la cima de la estructura permeable sea superior a la presión de fractura del sello.

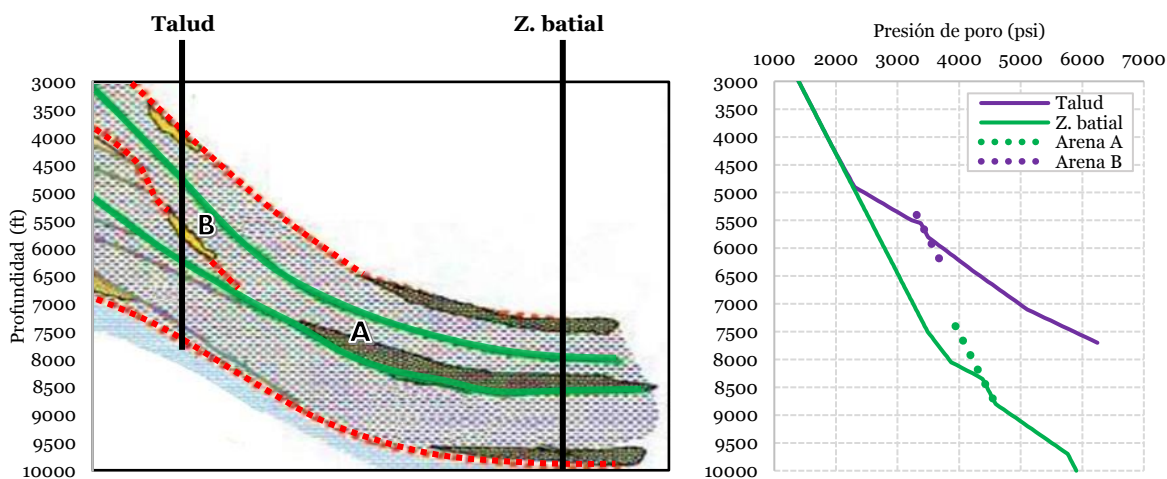


Figura 3.17 Comparativa de la presión de poro existente en el talud y la zona batial (modificada de Shaker, 2002a).

En una lutita que se compacta bajo la fuerza de la gravedad, el movimiento del agua de los poros tiende a ser vertical (ascendente o descendente). El agua de los poros migra desde las zonas de mayor potencial dentro de la lutita a una posición de menor potencial por encima o por debajo de ella. Una arenisca permeable a presiones hidrostáticas normales actúa como un drenaje para el agua expulsada por la compactación de las lutitas adyacentes. El agua se moverá verticalmente a través de la estratificación de las lutitas y luego lateralmente dentro de la arenisca. En secuencias predominantemente progradacionales, el drenaje de agua tiende hacia el interior de las areniscas y la presión anormal tiende a disminuir hacia la dirección de la regresión marina (**Figura 3.18**).

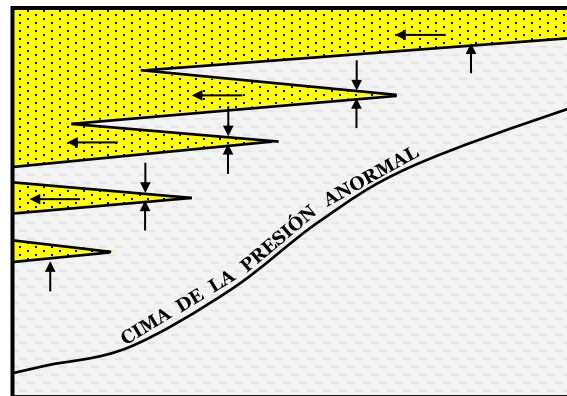


Figura 3.18 Descenso de la cima de presión anormal en parasecuencias progradacionales debido a la transferencia de presión desde la lutita hacia la arena (modificada de Chapman, 1983).

Capítulo 4

Evaluación de la presión de poro

4.1 Identificación de las zonas de presión

Fertl (1976) propuso que la presión de poro en el subsuelo se puede dividir en dos zonas distintas. En la zona superior, la presión de poro es normal (hidrostática), ya que el fluido contenido en el espacio poroso está comunicado con la superficie terrestre o el fondo marino. Por el contrario, en la zona inferior la presión de poro es anormal (geopresionada), ya que esta área se encuentra confinada y aislada del flujo libre presente en la zona superior. La división entre ambas zonas se establece gracias a la presencia de un estrato impermeable que actúa como una barrera de flujo, evitando la migración de los fluidos desde la zona geopresionada hacia la superficie. A este estrato se le conoce como la cima de la geopresión (**Figura 4.1**).

Sin embargo, contrario a este planteamiento, Shaker (2012, 2015b, 2019) propone una división más detallada, que se divide la presión en el subsuelo en cuatro zonas distintas: flujo libre o hidrostática (A), hidrodinámica (B), de transición (C) y geopresionada (D) (Figura 4.1). La segmentación adecuada del subsuelo es importante porque cada zona exige una metodología de cálculo distinta. A continuación, se describe cada una de las zonas de acuerdo con la propuesta de Shaker.

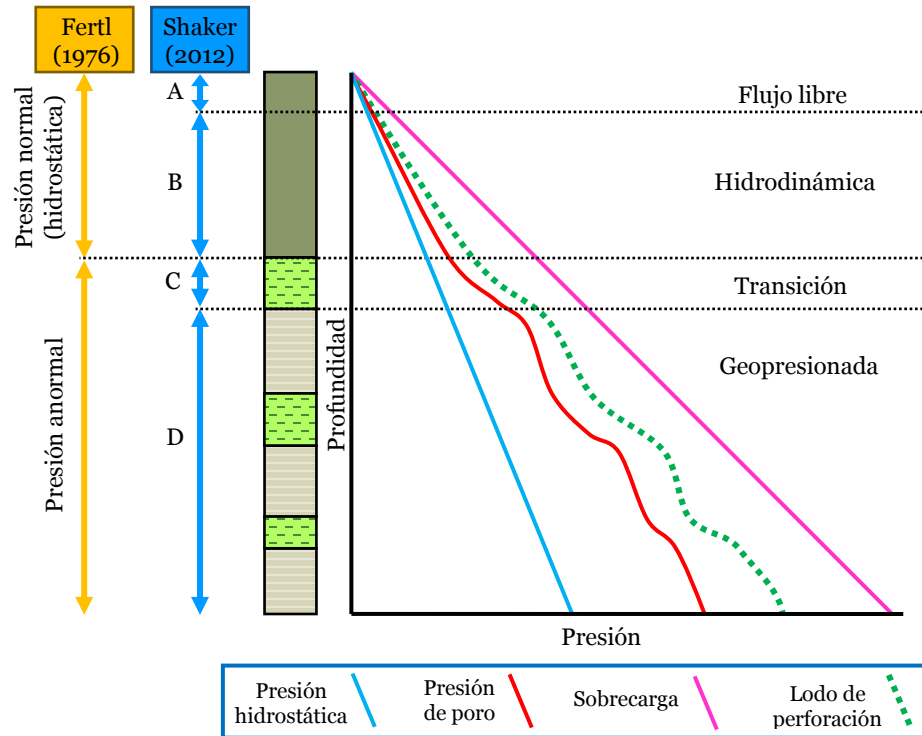


Figura 4.1 Zonas de presión del subsuelo según Fertl (presión normal y anormal) y Shaker (A-flujo libre, B-hidrodinámica, C-transición y D-geopresionada) (modificada de Shaker, 2012).

4.1.1 Zona de flujo libre

Es la sección poco profunda que está en comunicación con el fondo marino. En esta zona, el fluido se mantiene prácticamente estático ya que el peso de los sedimentos no es suficiente para expulsarlo de los poros. Por lo tanto, la presión es una función de la profundidad y sigue un gradiente hidrostático, con un valor típico de 0.465 psi/pie en el Golfo de México. La cima está limitada por el lecho marino, mientras que la base se encuentra a la profundidad donde comienza el proceso de deshidratación (parte superior de la zona B). En los registros de pozo, el flujo libre se identifica por la ausencia de una tendencia clara de compactación en los parámetros de resistividad o tiempo de tránsito (**Figura 4.2**). La presión de poro (P_p) se calcula con:

$$P_p = \frac{\rho_w * Z}{10} \quad (5)$$

donde ρ_w es la densidad del agua de mar y Z es la profundidad de la zona A. En los pozos terrestres, los fenómenos de levantamiento y erosión eliminan esta zona ($Z_A = 0$).

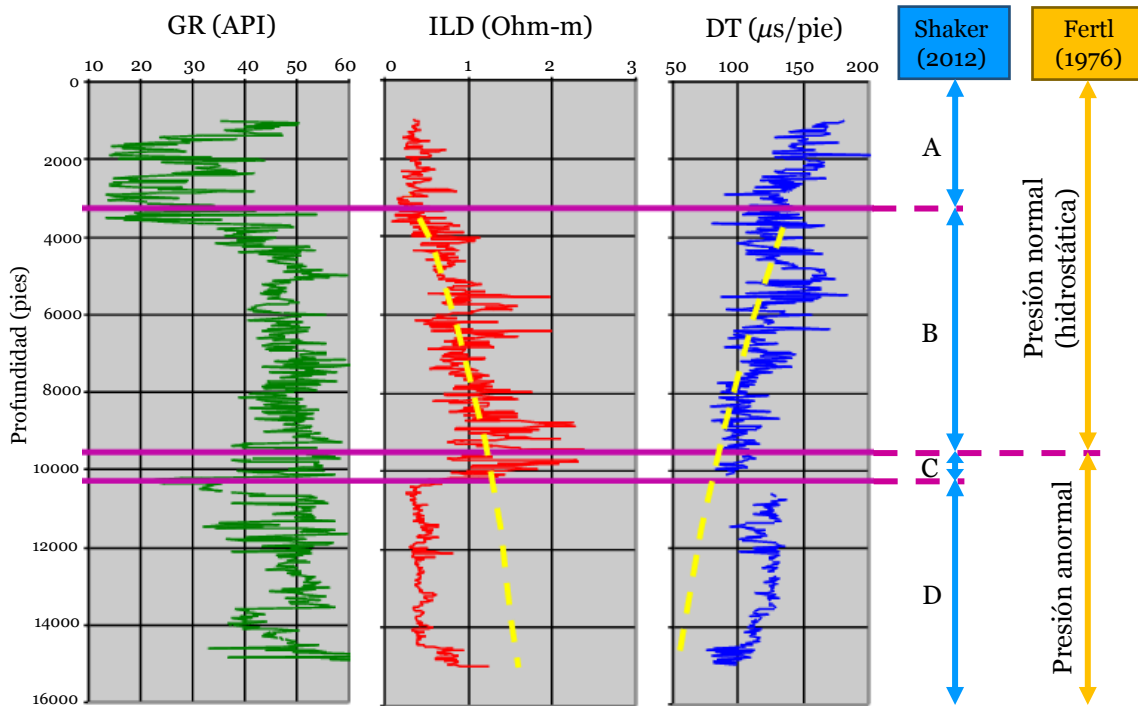


Figura 4.2 Comportamiento típico de los registros de pozo en la zona de A) flujo libre, B) hidrodinámica, C) transición y D) geopresionada (modificada de Shaker, 2015).

4.1.2 Zona hidrodinámica

Comienza a una profundidad donde el peso de los sedimentos provoca el inicio del proceso de deshidratación o expulsión del agua hacia la zona de flujo libre (A). El límite inferior se localiza en el inicio de la zona de presión anormal (parte superior de la zona C) (Figura 4.1). En esta sección, la presión de poro aumenta con la profundidad tanto en las arenas como en las lutitas. Inicialmente, la presión sigue un gradiente hidrostático en la parte superior, pero adquiere un gradiente más alto en la parte inferior donde cesa el proceso de deshidratación. La presión en esta sección está influenciada por varios factores, como la profundidad, la densidad y viscosidad del agua

de formación, la permeabilidad de los sedimentos y el vector de la fuerza ascendente generada por el flujo del fluido.

La zona B corresponde al intervalo donde la resistividad, tiempo de tránsito y densidad muestran un comportamiento característico de la pérdida de porosidad debido a la compactación (Figura 4.2). En esta zona, al tratarse de un medio poroso, se aplica la ley de Darcy para establecer la relación entre el flujo y el gradiente de presión. Sin embargo, medir la permeabilidad en esta zona no es una tarea rutinaria, lo que dificulta el uso directo de esta ecuación. Una alternativa es generar una línea de ajuste a partir de datos de la densidad de lodo utilizados en múltiples pozos de la zona en relación con el tiempo de tránsito registrado a esa misma profundidad (**Figura 4.3**). La relación empírica para el cálculo de la presión en la zona B está dada por:

$$\rho_l = -a * \ln(\Delta t) + b \quad (6)$$

donde ρ_l es la densidad del lodo requerida para perforar, Δt el tiempo de tránsito y a y b son parámetros de ajuste.

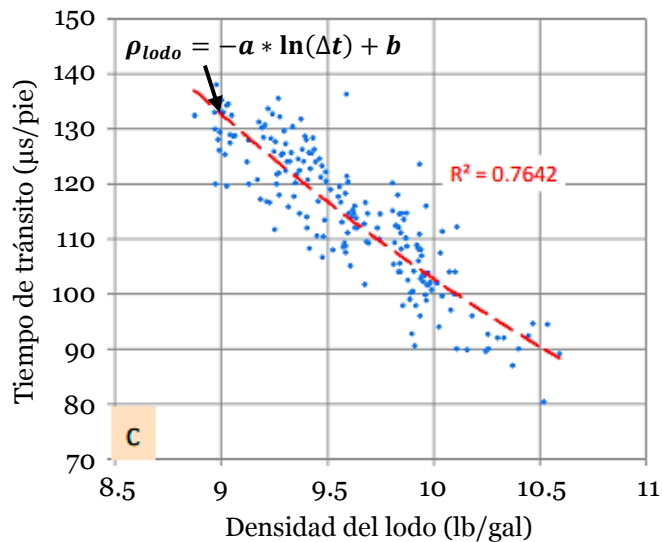


Figura 4.3 Gráfica del modelo empírico para el cálculo de la presión de poro en la zona hidrodinámica (modificada de Shaker, 2015).

La ecuación (6) asume que existe una correspondencia entre el valor del tiempo de tránsito y la densidad de lodo de perforación dentro de un área específica. En el diseño de la perforación, generalmente la densidad de lodo mínima se obtiene sumando un factor de seguridad de entre 0.5 a 1 lb/gal a la presión de poro estimada, por lo que debe restarse el factor de seguridad a la ecuación (6) para obtener una estimación de la presión de poro.

4.1.3 Zona de transición

Se localiza entre la zona hidrodinámica (B) y la zona geopresionada (D). Representa la cima de la presión anormal porque la compactación hace que la permeabilidad disminuya, actuando como un sello que retiene el fluido en los poros, evitando su expulsión a la superficie. Se caracteriza por un aumento significativo del gradiente de presión dentro de un intervalo relativamente corto, que puede abarcar desde decenas hasta cientos de pies (Figura 4.1). La mayor parte de los sedimentos presentes en esta zona son finos, especialmente de arcilla, que se deposita durante eventos de inundación máxima y puede formar un sello regional.

Generalmente, la zona de transición (C) se caracteriza por un cambio brusco en las mediciones de las propiedades petrofísicas. Se observa una disminución en la resistividad y densidad, mientras que el tiempo de tránsito, la conductividad y la porosidad tienden a aumentar (Figura 4.2). La presión en esta zona se puede determinar utilizando métodos basados en la compactación de las arcillas, como el método de Eaton (consultar la sección 4.4).

4.1.4 Zona geopresionada

En esta zona, los fluidos de formación quedan atrapados bajo el sello formado en la zona de transición (C) y soportan un exceso de presión estática. Debido a la intercalación de formaciones permeables y sellos, se generan gradientes de presión variables, lo que resulta en un perfil de presión progresivo o en forma de "cascada" (Figura 4.1). Sin embargo, en algunos casos, este perfil puede cambiar y mostrar tendencias regresivas (**Figura 4.4**).

Varios factores geológicos, como la sedimentación versus la acomodación, la geometría de los depósitos, los cambios laterales de facies y las fallas, pueden ser los mecanismos impulsores detrás de la comunicación entre los compartimentos de diferentes profundidades (Shaker, 2002a). Por ejemplo, la alineación de las envolventes de presión de distintos compartimentos indica comunicación tal como lo muestran los estratos de arena superior e inferior de la Figura 4.4.

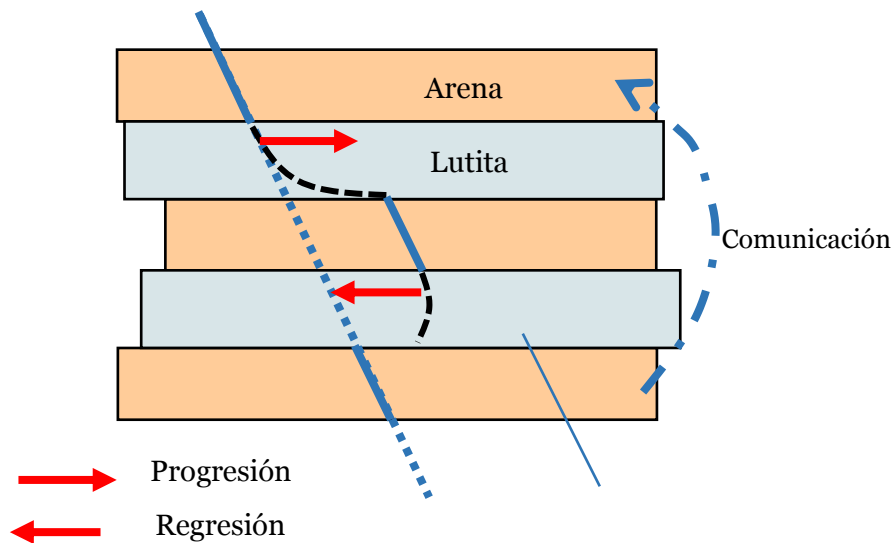


Figura 4.4 Regresión de la presión de poro debido a la comunicación entre dos compartimentos (modificada de Shaker, 2002b).

Cualquier medición de los parámetros petrofísicos que se encuentre por debajo de la tendencia de inversión marcada por la zona de transición pertenece a la zona D (Figura 4.2). En las zonas C y D, se presentan los mecanismos de presión anormal descritos en la sección 2.1. Por lo tanto, la metodología de cálculo dependerá de la litología presente. La presión en rocas tipo yacimiento (rocas permeables), muestra un gradiente lineal que depende de la densidad del fluido almacenado. Estas rocas pueden experimentar el efecto de flotación o transferencia de presión debido a la presencia de fluidos menos densos o inclinación del yacimiento. Por otro lado, en las rocas tipo sello (rocas impermeables) la presión aumenta a un ritmo superior y se requiere el uso de un modelo basado en la compactación de las arcillas para su cálculo. Es importante

destacar que la ecuación utilizada para determinar la presión en la zona de transición no necesariamente debe ser la misma que se utiliza en la zona geopresionada. La naturaleza del depósito, la temperatura y la presión pueden influir en cómo se desarrolla el gradiente de presión en cada zona.

4.2 Selección de puntos de lutitas

La predicción de la presión de poro parte de las rocas de arcillosas porque experimentan una compactación drástica a medida que aumenta la sobrecarga. Otras litologías, como areniscas o calizas, son menos compresibles y pueden verse afectadas por procesos de diagénesis que alteran su historial de compactación (Flemings, 2021).

La ecuación propuesta por Terzaghi y Peck (1948), junto con la mayoría de los modelos de compactación, se basa en los cambios que experimentan las arcillas durante su entierro. Por lo tanto, es crucial identificar las lecturas o intervalos en los registros de pozo que corresponden únicamente a lutitas para aplicar adecuadamente estos modelos. Este proceso de filtrado o depuración de las lecturas para obtener los valores específicos de las lutitas se conoce como selección de puntos de lutita.

A continuación, se presentan dos metodologías basadas en enfoques distintos para abordar la selección de puntos de lutita y predecir la presión de poro en las rocas de arcilla.

4.2.1 Línea base de lutitas

Debido a la naturaleza radioactiva de las arcillas, es posible utilizar los datos de rayos gamma en los registros de pozos para distinguir entre los intervalos de lutitas y otras litologías. Este procedimiento se basa en trazar una línea, conocida como línea base de lutitas, que separa las lutitas de otras rocas en el registro de rayos gamma (línea punteada en la **Figura 4.5a**) (Flemings, 2021). El valor asignado a esta línea dependerá del conocimiento sobre la región de estudio, ya que los niveles de radiactividad natural en las lutitas generalmente varían de 30 a 150 API, dependiendo de su contenido de potasio (K), torio (Th) y uranio (U) (Rider, 1996). Se asume que los

valores de rayos gamma superiores a la línea base corresponden a lutitas, mientras que los valores inferiores indican la presencia de otra litología.

Para cada lectura de rayos gamma identificada como lutita, se selecciona el tiempo de tránsito o la resistividad a la profundidad equivalente, descartando cualquier dato que no cumpla con este criterio (**Figura 4.5b**). Este nuevo conjunto de datos, que refleja exclusivamente la compactación de las arcillas, se utiliza para evaluar la presión de poro (Zhang et al., 2020).

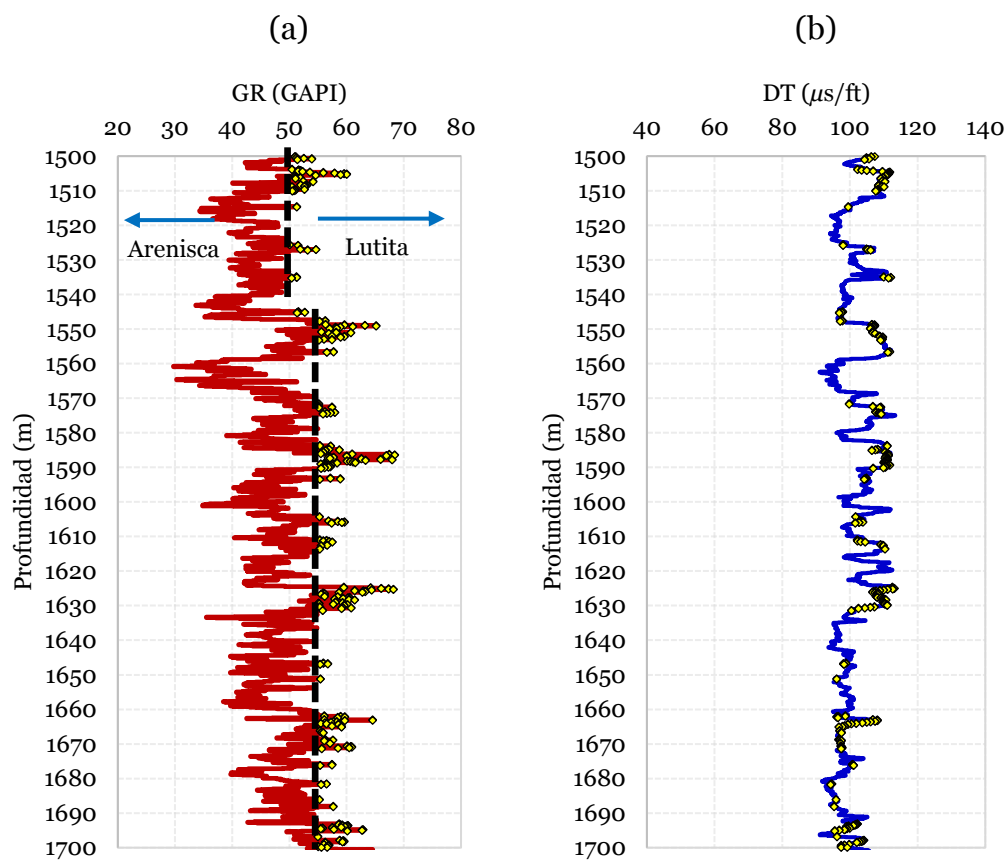


Figura 4.5 Aplicación del método de la línea base (línea punteada) para determinar las lecturas de tiempo de tránsito pertenecientes a las lutitas (rombos amarillos).

Es importante tener en cuenta que las lecturas del registro de rayos gamma pueden ser imprecisas debido a factores como la presencia de formaciones radioactivas no arcillosas o a agentes relacionados con la perforación, como derrumbes o la

formación de un enjarre grueso en la pared del pozo. Estos factores pueden llevar a una interpretación errónea y a un trazado deficiente de la línea base (Velázquez Cruz et al., 2014). Además, se ha mostrado que los criterios utilizados para determinar la ubicación de la línea base pueden aumentar la incertidumbre en la presión de poro calculada (Bartetzko et al., 2012).

4.2.2 Selección de retrogradaciones

La metodología se apoya en los conceptos relacionados con el estudio de la estratigrafía secuencial. De acuerdo con lo visto en el Capítulo 3, una parasecuencia retrogradacional se forma como respuesta al aumento del nivel relativo del mar (o aumento del espacio de acomodación), una disminución en la tasa de deposición de sedimentos de costa (arenas) y un aumento en el depósito de sedimentos marinos (arcillas) (Figura 3.7). La dinámica de su formación da lugar a un estrato granodecreciente, es decir, hay un aumento en el contenido de sedimentos finos en dirección a su techo. La importancia de las parasecuencias retrogradacionales se debe a que están estrechamente relacionadas con la formación de estratos impermeables, especialmente cuando se forma una superficie de inundación máxima. En contraste, las parasecuencias retrogradacionales (estratos granocrecientes) están asociadas a la formación de estratos permeables (Shaker, 2002b).

Considerando lo anterior, se propone que las parasecuencias retrogradacionales pueden ser estructuras clave para identificar las lecturas que corresponden a las lutitas en los registros de pozo. La metodología se basa en la selección de los valores de tiempo de tránsito y resistividad que corresponden exclusivamente a las parasecuencias retrogradacionales.

Para lograr esto, se procede a identificar todas las electrofacies en el registro de rayos gamma que presenten patrones de campana, los cuales son indicadores de la presencia de las parasecuencias retrogradacionales. (**Figura 4.6a**). Debe tenerse en cuenta que no todos los valores de tiempo de tránsito y resistividad serán útiles. Una selección adecuada se basa en considerar aquellos valores de rayos gamma donde el registro sísmico y de resistividad también muestren comportamientos típicos de lutitas, como un

mayor tiempo de tránsito o resistividad (**Figura 4.6b**) (Flemings, 2021). Esto se debe a que durante la formación de las parasecuencias retrogradacionales, también se producen pequeños ciclos donde aumenta la sedimentación de clastos gruesos (Figura 3.8).

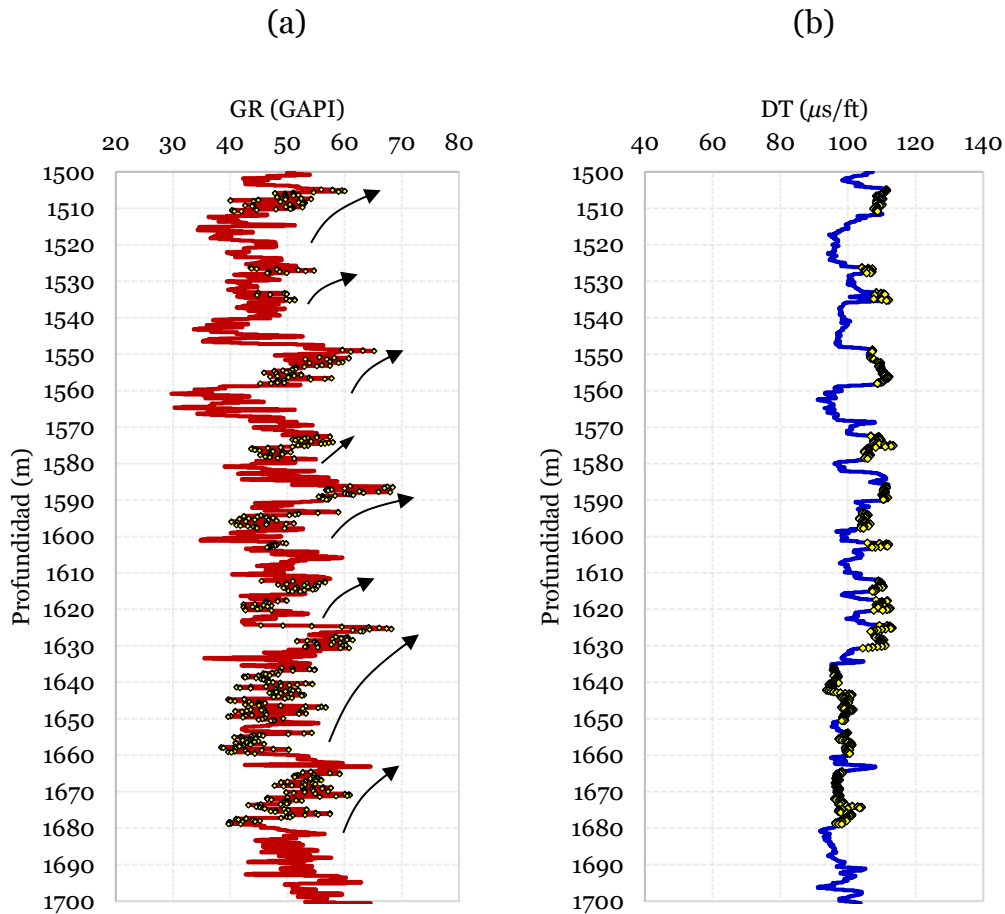


Figura 4.6 Selección de los valores de tiempo de tránsito correspondientes a las lutitas (rombos amarillos) mediante la identificación de retrogradaciones (flechas negras).

A diferencia de la línea base de lutitas, esta metodología no se basa en asociar directamente un valor alto de rayos gamma con las lutitas, pues esta idea no siempre resulta confiable ya que los rayos gamma altos también pueden estar asociados a otro tipo de litologías o condición del pozo. En cambio, se apoya en la capacidad que tienen los registros de pozo en reflejar la dinámica de la sedimentación.

Las tendencias que caracterizan a las electrofacies pueden variar en longitud. Cuando están relacionadas con capas o la unión de capas, estas tendencias pueden extenderse por más de un metro. Cuando se trata de ciclos, las tendencias pueden abarcar decenas de metros. Por otro lado, cuando las tendencias persisten a lo largo de cientos de metros, generalmente se relacionan con estructuras más grandes o el llenado de cuencas.

Es importante destacar que las tendencias pertenecientes a capas con solo unos pocos metros de espesor suelen carecer de importancia geológica. En cambio, las tendencias de mayor longitud pueden indicar cambios persistentes en la sedimentación, como el engrosamiento (Rider, 1996). Siguiendo esta premisa, al identificar únicamente las retrogradaciones asociadas a ciclos sedimentarios o de mayor espesor (al menos 10 metros) en el registro de rayos gamma, es posible construir una distribución litológica generalizada de los espesores de lutita y arenisca (consultar caso de aplicación en sección 6.3).

4.3 Tendencia de compactación normal

La estimación de la presión de poro se apoya en la tendencia de la compactación normal en las lutitas, la cual se refleja en los registros de pozos. A medida que los sedimentos se hunden a mayores profundidades debido a la formación de estratos más recientes, la sobrecarga incrementa provocando que la porosidad disminuya. Esta disminución de la porosidad en relación con la profundidad puede utilizarse como una medida del grado de compactación que los sedimentos han experimentado desde su deposición inicial (Chapman, 1983).

Dentro del grupo de registros indicadores de porosidad (sónico, neutrónico y densidad) solo el registro sónico se utiliza para determinar la trayectoria de compactación en las lutitas. Esto se debe a que el registro neutrónico no percibe de manera significativa la compactación en las lutitas, y el registro de densidad observa la porosidad total, es decir, la porosidad secundaria e intergranular. En contraste, las ondas acústicas emitidas por la herramienta sónica viajan únicamente a través de la porosidad intergranular y no pueden detectar los poros aislados (Rider, 1996). La

elasticidad que caracteriza a los poros de conexión, a través de los cuales se transmiten las propiedades de transporte (velocidad sónica y resistividad) permite observar con mayor precisión el comportamiento de la compactación (Bowers y Katsube, 2001).

La tendencia de compactación normal (TCN) es un modelo de regresión que estima cuál sería el valor de los parámetros petrofísicos que se esperarían en una secuencia estratigráfica en la que todos los sedimentos experimentaron una compactación normal. Estrictamente la compactación es la reducción del espacio poroso con relación a la profundidad, por lo tanto, la TCN se desarrolla con datos de los registros de pozo correspondientes a las lutitas de la zona de hidrodinámica. Por encima de esta zona (zona de flujo libre), los sedimentos aún no se han compactado, mientras que por debajo de ella (zona de transición), la compactación se interrumpe (**Figura 4.7**) (Shaker, 2005, 2007).

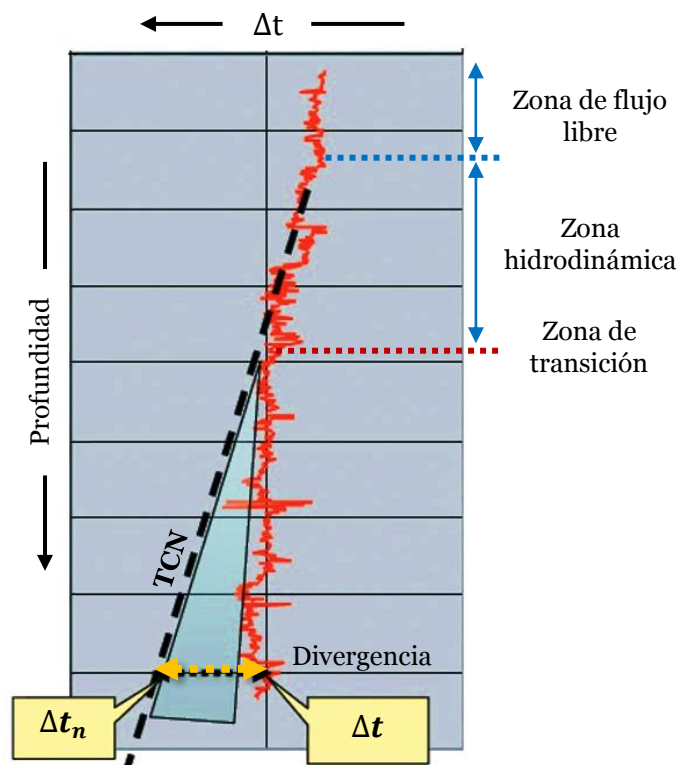


Figura 4.7 Trazado de la tendencia de compactación normal (modificada de Shaker, 2007).

A partir de los datos medidos, se realiza una extrapolación de la tendencia de compactación hasta la profundidad total con el objetivo de estimar la posible trayectoria de compactación normal (línea negra en la Figura 4.7). A la diferencia entre el valor estimado por la TCN (Δt_n) y el valor obtenido por el registro de pozo a una profundidad equivalente (Δt) se le llama divergencia (flecha amarilla en la Figura 4.7). La divergencia está directamente relacionada con el incremento de la presión de poro. A medida que la lectura del registro de pozo se desvía de la tendencia de compactación normal estimada, puede indicar un aumento en la presión de poro (Hottmann y Johnson, 1965).

El registro de resistividad también puede emplearse para evaluar la tendencia de compactación normal (Figura 4.2). Sin embargo, este estudio se enfoca principalmente en el uso del registro sísmico. Existen diversos modelos para determinar la tendencia de compactación normal, pero los modelos dependientes de la profundidad son ampliamente utilizados debido a su simplicidad.

4.3.1 Modelo semilogarítmico

Uno de los métodos más populares para evaluar la tendencia de compactación normal (Δt_n) es una extensión de la ecuación de porosidad de Athy (1930) (ecuación (4)), aplicada al tiempo de tránsito:

$$\Delta t_n(Z) = \Delta t_0 e^{-bZ} \quad (7)$$

donde Δt_0 es el tiempo de tránsito en la superficie ($\Delta t_0 \leq 165 \mu s / pie$), b es el factor de compactación y Z es la profundidad de interés.

Este modelo forma una línea recta en una escala semilogarítmica (tendencia negra en la **Figura 4.8**). Aún en la actualidad es incorporado dentro de las metodologías de evaluación de las geopresiones (Shaker, 2019; Suwannasri et al., 2014; Velázquez Cruz et al., 2020; Wessling et al., 2013) pero debe considerarse que presenta ciertas limitaciones. Chapman (1983) señaló que el modelo semilogarítmico solo se ajusta satisfactoriamente a las lecturas de estratos cuya profundidad es inferior a 2 o 3

kilómetros, donde el comportamiento de la tendencia de compactación suele ser lineal en algunas cuencas. No obstante, su uso puede resultar inconsistente por debajo de estas profundidades, ya que no se apega a la teoría de la compactación. Es decir, a medida que la porosidad se reduce con la profundidad ($\lim_{Z \rightarrow \infty} \phi_n(Z) = 0$), el valor del tiempo de tránsito debería aproximarse al de la matriz ($\lim_{Z \rightarrow \infty} \Delta t_n(Z) = \Delta t_m$). Contrario a este razonamiento, el modelo semilogarítmico siempre resulta en un tiempo de tránsito igual a cero cuando se alcanza la profundidad límite o donde finaliza la compactación ($\lim_{Z \rightarrow \infty} \Delta t_0 e^{-\frac{Z}{b}} = 0$).

El análisis anterior concuerda con las observaciones realizadas en diferentes cuencas. Si bien se han reportado lecturas de registros que siguen una tendencia lineal (Hottmann y Johnson, 1965; Magara, 1976), en la mayoría de las cuencas la tendencia se representa por una curvatura en un gráfico semilogarítmico (Figura 4.8). Por esta razón, Kumar (1979) señala que es muy arriesgado extrapolar la tendencia de compactación normal elaborada con el modelo semilogarítmico más allá del rango de profundidad de los datos medidos.

4.3.2 Modelo de Chapman

Chapman (1983) modificó el modelo semilogarítmico considerando el Δt de la matriz y los límites de la compactación:

$$\Delta t_n(Z) = (\Delta t_0 - \Delta t_m)e^{-\frac{Z}{b}} + \Delta t_m \quad (8)$$

donde Δt_0 es el tiempo de tránsito en la superficie ($\Delta t_0 \leq 165 \mu s/pie$), Δt_m es el tiempo de tránsito de la matriz, Z es la profundidad de interés y b es el factor de compactación.

Esta ecuación satisface los límites propios de la compactación. En la superficie, el $\lim_{Z \rightarrow 0} \Delta t_n(Z) = \Delta t_0$ y a la profundidad límite o cuando se produce el fin de la compactación (cuando $\phi = 0$) el $\lim_{Z \rightarrow \infty} \Delta t_n(Z) = \Delta t_m$. Cuando $\Delta t_m \neq 0$, el modelo de

Chapman genera una curva en un gráfico semilogarítmico (tendencia gris en la Figura 4.8), y cuando $\Delta t_m = 0$ se obtiene el modelo semilogarítmico.

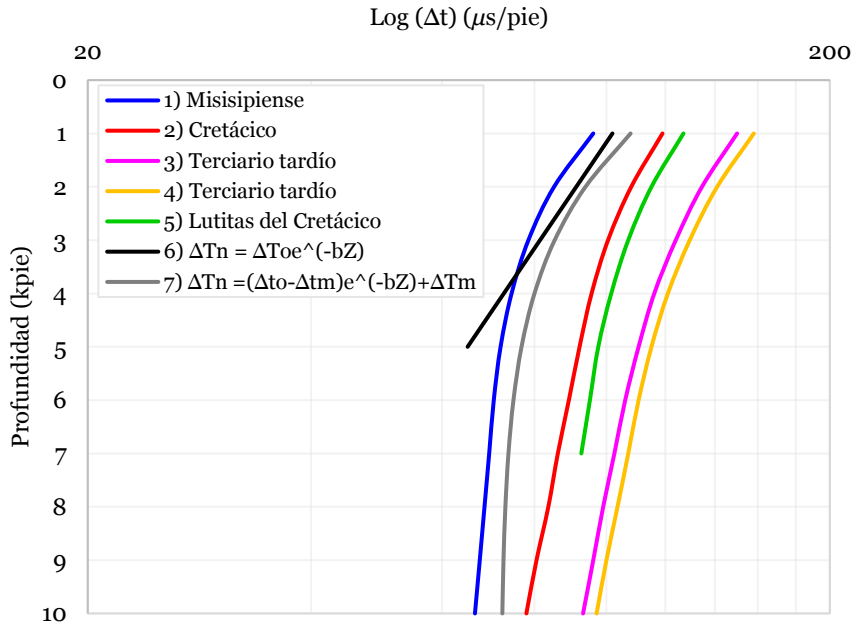


Figura 4.8 Tendencias de compactación normal observadas en distintas cuencas (modificada de Kumar, 1979).

4.4 Evaluación de la presión de poro en arcillas

En este trabajo se considera únicamente el modelo de Eaton por su amplia aceptación debido a sus resultados confiables y versatilidad para su aplicación en mecanismos de presión anormal.

4.4.1 Método de Eaton

A partir de los datos de pozos localizados en la Costa del Golfo de Luisiana, Eaton (1975) desarrolló relaciones empíricas para estimar el esfuerzo efectivo a partir de la desviación entre el registro indicador de porosidad y la tendencia de compactación normal. Para el tiempo de tránsito, el esfuerzo efectivo (σ_e) está dado por:

$$\sigma_e = \sigma_n \left(\frac{\Delta t_n}{\Delta t} \right)^n \quad (9)$$

donde σ_n es el esfuerzo efectivo debido a la compactación normal, Δt_n es el tiempo de tránsito de la tendencia de compactación normal, Δt es el tiempo de tránsito del registro de pozo y n es el exponente de ajuste.

La ecuación de Eaton se incorpora al modelo de Terzaghi y Peck (1948) para estimar la presión de poro. La importancia del exponente n , también conocido como exponente de Eaton, se debe a que es un parámetro de calibración que disminuye/aumenta el valor del esfuerzo efectivo y, por lo tanto, modifica la presión de poro calculada. Inicialmente, Eaton propuso un valor de $n = 3$ pero Bowers (1995) determinó que este valor solo es válido cuando existe un desequilibrio en la compactación. En el caso de la expansión de fluidos, Bowers sugirió que el valor del exponente debe elevarse a $n = 5$, ya que este mecanismo tiene la capacidad de generar una presión de poro más alta.

En general, existe una variedad de propuestas respecto al valor que debe adoptar n para la ecuación de Eaton, dependiendo de la región y el mecanismo de presión anormal presente. Por ejemplo, Velázquez Cruz et al. (2017) señalan que a lo largo de la Costa del Golfo mexicana debe utilizarse $n = 0.3$, mientras que van Ruth et al. (2004) definieron $n = 6$ para la expansión de fluidos en una cuenca al oeste de Australia. Tingay et al. (2009), por su parte, promediaron un valor de $n = 6.5$ para la transferencia de presión vertical en una cuenca en Brunéi. Por lo tanto, se sugiere que el valor del exponente n se ajuste a las condiciones geológicas locales.

Es importante considerar que el valor del exponente de Eaton también depende de los criterios tomados durante de la presión de poro. Estos criterios incluyen la estrategia usada para filtrar los valores de lutita en los registros de pozo (Bartetzko et al., 2012), el modelo empleado para trazar la tendencia de compactación normal (Kumar, 1979) y método para definir su pendiente (Shaker, 2007), el posible déficit en el valor de la sobrecarga debido al uso de registros de densidad afectados por las

condiciones del pozo y los fluidos almacenados en las formaciones (Velázquez Cruz et al., 2020), entre otros aspectos.

4.5 Evaluación de la presión de poro en arenas compartimentadas

En el caso del cálculo de la presión de poro en las areniscas, se emplean tres enfoques distintos: 1) la presión de poro se asume igual a la existente en las lutitas circundantes, 2) se utiliza el concepto de flotación o 3) el método del centroide.

4.5.1 Flotación

De acuerdo con lo descrito en la sección 2.1.5, cuando se encuentran presentes dos fluidos inmiscibles en una roca permeable, como el petróleo y el agua, se genera una fuerza de flotación debido a la diferencia de densidad entre la fase de hidrocarburos y la fase de agua. Cuanto mayor sea esta diferencia de densidad, mayor será la fuerza de flotación para una columna de hidrocarburos de longitud dada, medida siempre verticalmente.

En el caso de la arena, donde la permeabilidad y la porosidad permiten que los fluidos sigan gradientes estáticos de presión, es posible calcular la fuerza de flotación para un sistema agua-hidrocarburos si se conocen la presión dentro del yacimiento a una profundidad específica, las densidades de los fluidos y las profundidades de los contactos agua-petróleo y petróleo-gas (**Figura 4.9**) (Zhang, 2011). La presión de poro en cualquier punto dentro del yacimiento (P_p) se calcula mediante la ecuación:

$$P_p = P_B - \frac{\rho_A(Z_B - Z_A)}{10} \quad (10)$$

donde P_p es la presión en la cima de la fase A (Z_A), P_B es la presión en la cima de la fase B (Z_B), ρ_A es la densidad del fluido de la fase A.

La Figura 4.9 muestra que el gas es la fase que puede generar presiones anormales de mayor magnitud en la parte superior de la estructura, siempre y cuando

el espesor de la columna de gas sea significativo. Es importante destacar que la densidad del gas está fuertemente influenciada por la presión, por lo tanto, al realizar cálculos, es necesario utilizar la densidad del gas in situ, es decir, la densidad del gas a la presión y temperatura real del yacimiento.

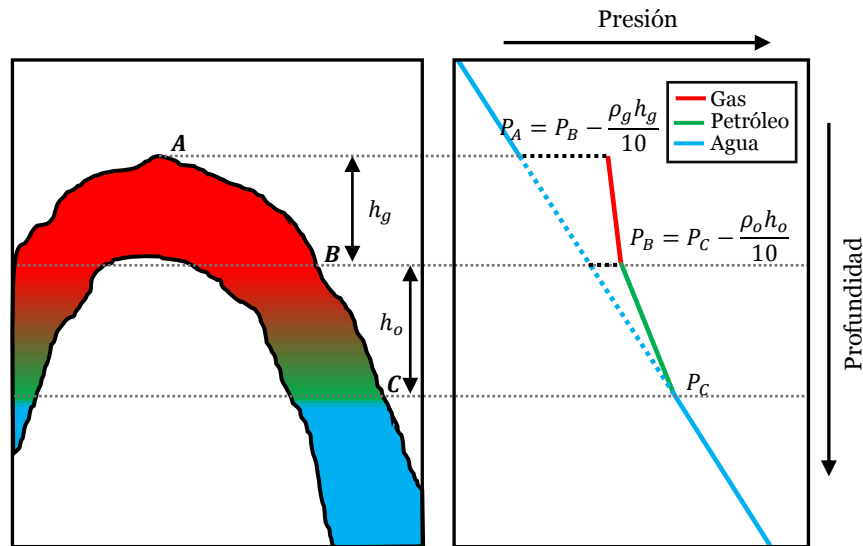


Figura 4.9 Perfil de la presión de poro debido al efecto de la flotación (modificada de Zhang, 2011).

4.5.2 Concepto de centroide

El concepto de centroide es un método empírico utilizado para estimar la presión en acuíferos inclinados que experimentan una transferencia lateral de presión (consultar sección 2.1.6). Este concepto establece que la presión de poro en la arena y la lutita son iguales únicamente en un punto, conocido como la profundidad del centroide. Por debajo de esta profundidad, el aporte es desde de presión desde la lutita hacia la arena, mientras que por encima, el aporte es desde la arena hacia la lutita. Lejos de la arena, la presión de poro en la lutita varía con la profundidad de acuerdo con el mecanismo de presión anormal presente (trayectoria A-B en la **Figura 4.10a**). En el interior de la arena, la presión varía a lo largo de un gradiente paralelo al hidrostático (trayectoria C-D en la **Figura 4.10a**) (Yardley y Swarbrick, 2000).

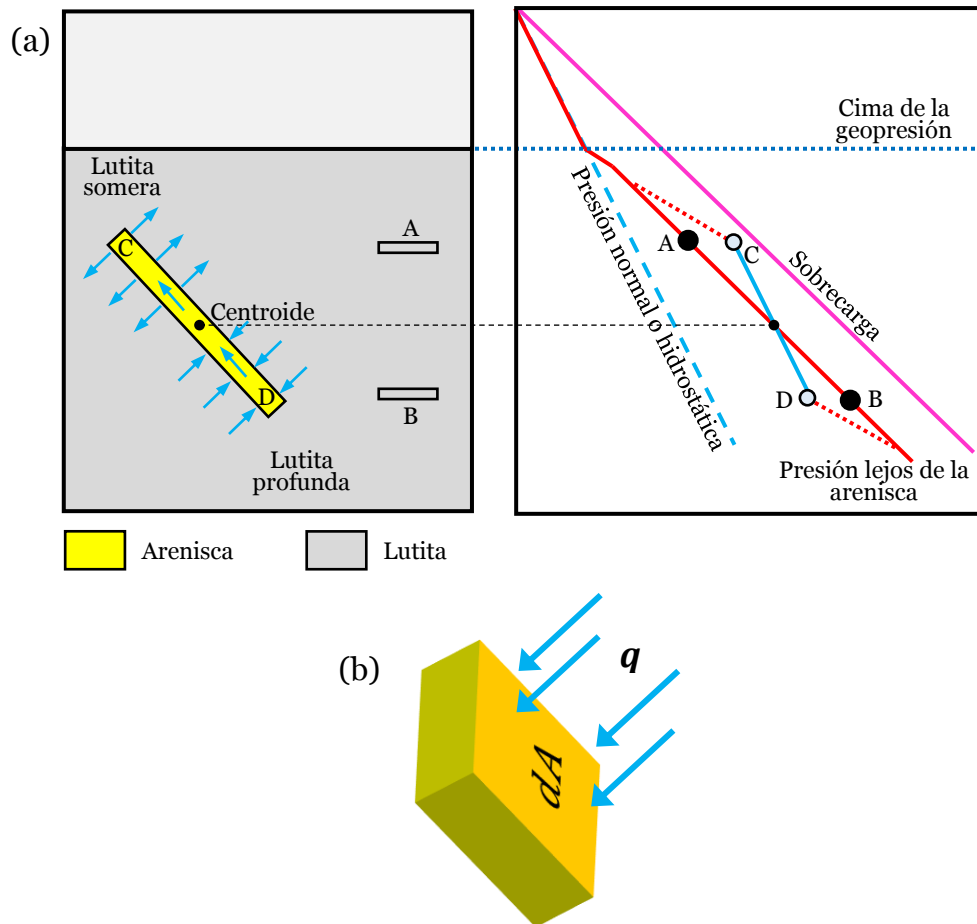


Figura 4.10 Representación del concepto de centroide en un yacimiento inclinado (modificada de Bowers, 2002).

El desafío de esta metodología radica en determinar la presión del yacimiento si se conoce la presión en la lutita. Para caracterizar la presión del yacimiento, se debe determinar la profundidad de centroide y luego proyectar la presión del yacimiento a lo largo de un gradiente hidrostático para determinar su presión a cualquier profundidad. Este procedimiento es complejo porque la posición del centroide dependerá de la permeabilidad, presión de la lutita y la geometría del yacimiento (Flemings et al., 2002; Shaker, 2005).

La profundidad del centroide puede estimarse mediante simulaciones numéricas detalladas, sin embargo, es un procedimiento complejo que rara vez se pone en práctica. Además, es posible desarrollar aproximaciones simples que incorporen el

efecto de la permeabilidad en la lutita y la geometría del yacimiento para predecir la presión a la profundidad del centroide.

Gao y Flemings (2017) utilizaron el concepto de “exceso de presión” para establecer una relación matemática que determina la presión existente a la profundidad del centroide en acuíferos. El exceso de presión es la diferencia entre la presión de poro/sobrecarga y la presión hidrostática regional. El planteamiento considera que el exceso de presión de la lutita lejana al yacimiento es conocido ($u_l^* = P_l - P_h$) y puede variar con la profundidad pero no lateralmente; el yacimiento se encuentra en estado estacionario, el exceso de presión en su interior se desconoce ($u_a^* = P_a - P_h$), pero se asume que sigue un gradiente hidrostático. Además, el flujo entre el yacimiento y la lutita ocurre solo a través de las superficies superior e inferior (no en los extremos) y es normal a la interfaz yacimiento-lutita (flechas azules en la **Figura 4.10a-b**). Bajo estas condiciones, el balance de flujo se puede expresar como:

$$\int_A \frac{-\rho_w k_l(A)}{L \mu_w} (u_a^* - u_l^*(A)) dA = 0 \quad (11)$$

donde ρ_f es la densidad del agua, μ_f es la viscosidad del agua k_l es la permeabilidad en la lutita, L es la longitud del yacimiento.

La ecuación anterior considera criterios importantes como la presión y permeabilidad de la lutita, así como la geometría del yacimiento, pero su solución dependerá de los parámetros petrofísicos disponibles. Si bien el modelo está sujeto a ciertas idealizaciones, ha demostrado proporcionar resultados confiables. Una de las soluciones más sencillas, considera que el área del yacimiento no cambia con la profundidad (dA es constante en cada intervalo de profundidad), la longitud de drene (L) se asume constante en todo el dominio, la densidad (ρ_f) y viscosidad (μ) del fluido no varían respecto la profundidad y se considera que la lutita es un medio isotrópico ($k_{mr} = \text{constante}$). Bajo estas condiciones, la ecuación para calcular la presión de poro debida a la transferencia lateral (P_p) se simplifica a un modelo unidimensional:

$$P_p = \frac{\int_{Z_{base}}^{Z_{cima}} u_l^*(Z) dZ}{(Z_{cima} - Z_{base})} + P_h \quad (12)$$

donde Z_{cima} y Z_{base} son la profundidad de la cima y base correspondientes al acuífero, u_i^* es el exceso de presión de la lutita adyacente y P_h es la presión hidrostática regional.

La deformación estructural y la ruptura de los sellos a la que están sujetas la mayoría de las secuencias estratigráficas dan lugar a la comunicación entre los diferentes estratos en el subsuelo, ocasionando que el concepto de centroide sea inaplicable. En el caso de las fallas estructurales, es difícil ser preciso al aplicar el concepto de centroide, principalmente en las superficies de las fallas donde se produce la comunicación entre los lechos permeables, lo que genera una disminución en la presión de poro (Shaker, 2005).

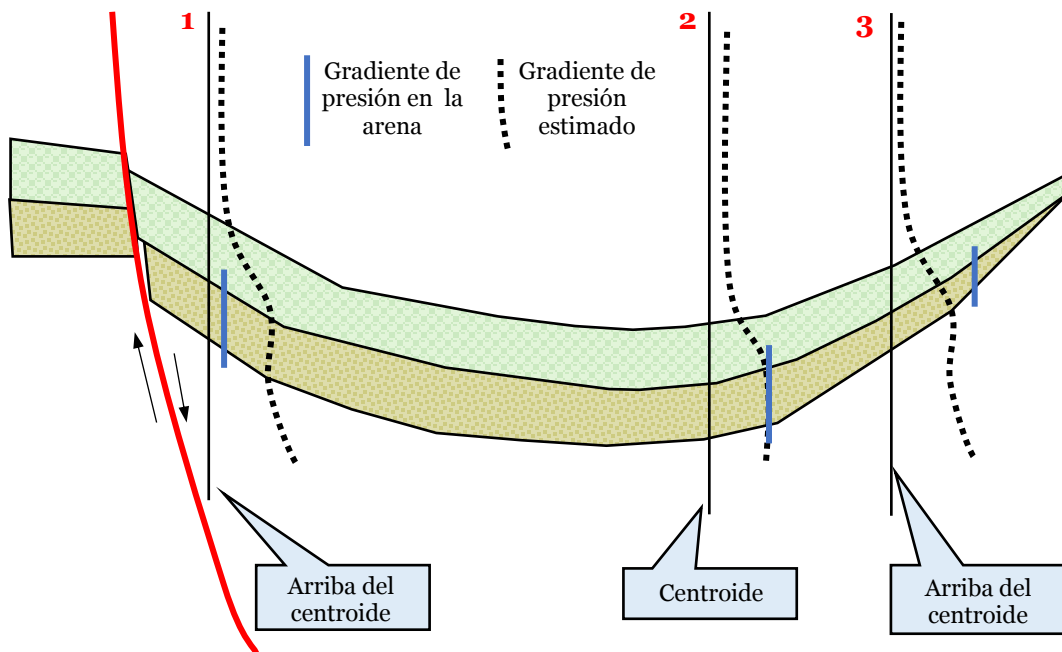


Figura 4.11 Posibles escenarios de presión en un acuífero atravesado por una falla normal (modificada de Shaker, 2005).

La **Figura 4.11** muestra el acuífero de un yacimiento localizado entre una intrusión salina y una lutita que sirve de sello superior. El perfil de presión de poro 1 muestra una disminución de la presión en la arena pese a estar por arriba de la profundidad del centroide. Esto se debe a que la intrusión salina crea una zona de brecha en la interfaz sal-sedimento que disipa la presión, sin importar el alto relieve en

el flanco estructural. El perfil 3 muestra el efecto de la transferencia lateral, donde se tendrá un incremento en la presión dentro de la arena, que es transferido desde la profundidad inferior. Esto resalta la importancia de considerar el entorno geológico al aplicar el concepto de centroide (Shaker, 2004, 2005, 2015a).

Capítulo 5

Teoría del medio efectivo

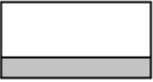




El estudio de los materiales compuestos puede hacerse a partir de la física de sus constituyentes. Si se consideran dos materiales, de los cuales se conocen sus propiedades físicas, y posteriormente son pulverizados, mezclados y compactados, es posible estimar las propiedades de este nuevo material a partir de los componentes originales. Las propiedades del nuevo material reciben el nombre de propiedades efectivas y a las teorías dedicadas al cálculo de sus propiedades se les denomina teorías del medio efectivo. El supuesto es que el nuevo material se sigue comportando como un sistema homogéneo equivalente pero caracterizado por un conjunto de propiedades efectivas.

Para una descripción teórica, la roca natural como un sistema heterogéneo con estructura interna debe idealizarse para modelar sus propiedades elásticas en términos de fracciones de volumen, las propiedades de sus componentes (minerales y fluidos), la textura de la roca, la presión, etc. La clasificación de los modelos se realiza a partir del tipo de idealización geométrica utilizado para representar la roca: modelos de capas, modelos de esferas y modelos de inclusión (**Tabla 1**) (Schön, 2015). Para los alcances de la presente tesis, se centrará únicamente en el uso de los modelos límite y de inclusión para obtener los módulos efectivos de compresibilidad (K^*) y de corte (μ^*).

Los modelos cubren un amplio rango para una mezcla de componentes (sólido y fluido) desde la porosidad $\phi = 0\%$ (sólido puro y denso) hasta $\phi = 100\%$ (fluido puro). En un diagrama de porosidad-velocidad, existen dos dominios característicos que están separados por la región de porosidad crítica (**Figura 5.1**). Por debajo de la

porosidad crítica se encuentra la zona de rocas consolidadas, donde las propiedades elásticas están dominadas por la estructura sólida ya que los clastos son los encargados de soportar el peso. Por encima de la porosidad crítica está la zona de los sedimentos no consolidados, donde los clastos están alojados en el fluido como una suspensión. En esta región, las propiedades elásticas están dominadas por el fluido, por lo tanto, no hay resistencia al corte ni velocidad de corte. La región de porosidad crítica está alrededor de $\phi = 40 \%$ (Schön, 2015).

Tabla 1 Clasificación de los modelos para el cálculo de los módulos efectivos de la roca (modificada de Schön, 2011).

Modelos de límite	Modelos de arreglo de esferas	Modelos de inclusión (inclusiones esféricas y no esféricas)		Modelos del efecto del fluido de poro
				
Límites de Voigt (1910) y Reuss (1926) Límites de Hashin-Shtrikman (1962, 1963)	Teoría de Hertz (1882) y Mindlin (1949) Gassmann (1951) White (1983) Digby (1981) Dvorkin y Nur (1996)	Orientación aleatoria Kuster y Toksöz (1974) Budiansky y O'Connell (1974)	Orientación alineada Hudson (1980)	Gassmann (1951) Biot (1956) Murphy (1982) Mavko y Jizba (1991)
Proporciona el límite superior e inferior para una composición determinada	Describe materiales granulares con una dependencia no lineal entre la presión y las velocidades	Describe rocas fracturadas y de baja porosidad, implementa la forma de inclusión (relación de aspecto) y la orientación: orientación aleatoria (isotrópica) u orientación alineada (anisotrópica)		Describe la influencia del cambio de fluido en los poros, básico para "técnicas de reemplazo de líquido"

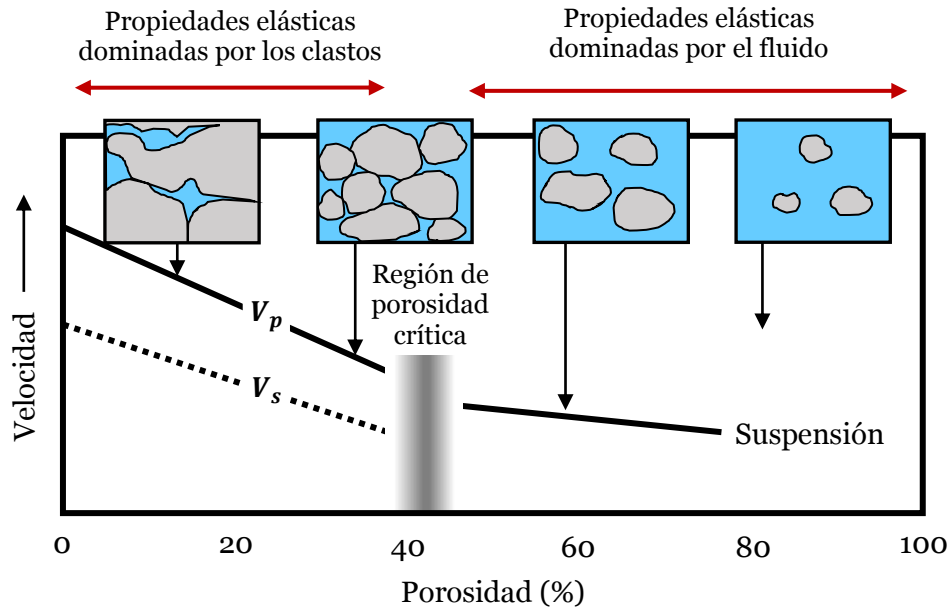


Figura 5.1 Efecto de la porosidad sobre las propiedades elásticas (modificada de Schön, 2015).

5.1 Modelos de límite

Para estimar los módulos efectivos de una mezcla de sólidos y poros generalmente se requieren las fracciones de volumen de cada fase, sus módulos elásticos y los detalles geométricos de los componentes. Especificando únicamente las fracciones de volumen y los módulos elásticos de los constituyentes solo es posible hacer una predicción de los límites superior e inferior de los módulos efectivos (**Figura 5.2**). La rigidez de los poros tiene una relación directa con el valor de los módulos elásticos, los poros rígidos hacen que el valor sea mayor, mientras que los poros blandos hacen que el valor sea más bajo. La separación entre los límites elásticos superior e inferior depende de cuán diferentes sean los componentes (Mavko et al., 2020).

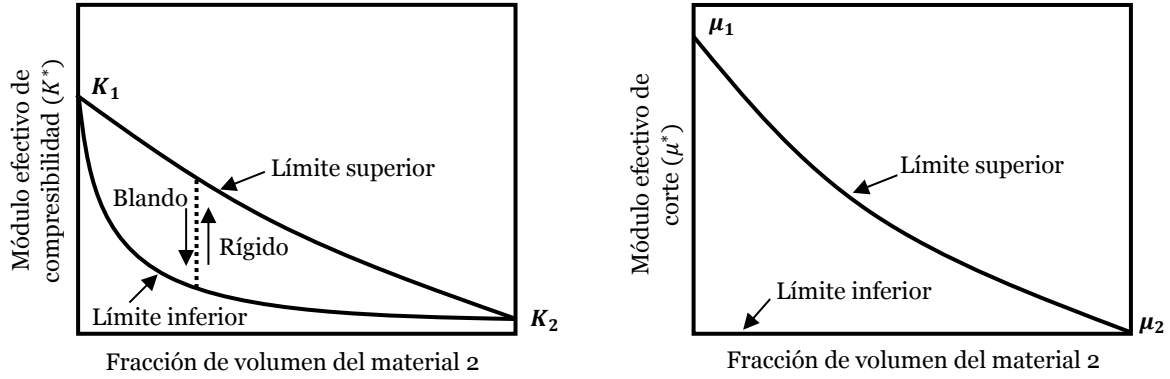


Figura 5.2 Diagrama general de los modelos límite para una mezcla de dos componentes (modificada de Mavko et al., 2020).

5.1.1 Límites de Hashin–Shtrikman–Walpole

A comparación de otros modelos, los límites de Hashin y Shtrikman (1963) a menudo se consideran mejores porque proporcionan rangos de incertidumbre más estrechos entre los módulos efectivos máximos y mínimos posibles. Para un material de dos componentes ordenados, es decir $(K_1 - K_2)(\mu_1 - \mu_2) \geq 0$, los límites fijados por los módulos efectivos $K_{HS\pm}$ y $\mu_{HS\pm}$ son:

$$K_{HS\pm} = K_1 + \frac{x_2}{(K_2 - K_1)^{-1} + x_1 \left(K_1 + \frac{4}{3}\mu_1\right)^{-1}} \quad (13)$$

$$\mu_{HS\pm} = \mu_1 + \frac{x_2}{(\mu_2 - \mu_1)^{-1} + 2x_1(K_1 + 2\mu_1) \left[5\mu_1 \left(K_1 + \frac{4}{3}\mu_1\right)\right]^{-1}} \quad (14)$$

donde K_1 y K_2 son el módulo de compresibilidad de cada componente, μ_1 y μ_2 son el módulo de corte de cada componente y x_1 y x_2 las fracciones de volumen de cada componente.

Las ecuaciones proporcionan el límite inferior cuando el material más blando se denomina 1 y el límite superior cuando el material más rígido se denomina 1. Es importante considerar que el modelo de Hashin y Shtrikman aplica cuando el constituyente con el mayor módulo de volumen también tiene el mayor módulo de corte y el constituyente con el menor módulo de volumen también posee el menor módulo

de corte. Para los compuestos bifásicos bien ordenados, los límites de Hashin y Shtrikman son físicamente alcanzables por una amplia variedad de microestructuras, pero para más de dos fases los límites pueden no ser óptimos en toda la gama de fracciones de volumen (Mavko et al., 2020). Para los componentes mal ordenados, es decir $(K_1 - K_2)(\mu_1 - \mu_2) \leq 0$, puede utilizarse los límites de Walpole. Para el módulo de compresibilidad $K_{HSW\pm}$, los límites de Walpole son iguales que los de Hashin y Shtrikman:

$$K_{HSW\pm} = K_1 + \frac{x_2}{(K_2 - K_1)^{-1} + x_1 \left(K_1 + \frac{4}{3}\mu_m\right)^{-1}} \quad (15)$$

Si $\mu_1 \geq \mu_2$ y $K_2 \geq K_1$, los límites de Walpole para el módulo de corte $\mu_{HSW\pm}$ están definidos por:

$$\mu_{HSW\pm} = \mu_1 + \frac{x_2}{(\mu_2 - \mu_1)^{-1} + x_1 \left[\mu_1 + \frac{\mu_m}{6} \left(\frac{9K_m + 8\mu_m}{K_m + 2\mu_m}\right)\right]^{-1}} \quad (16)$$

Las ecuaciones (15) y (16), conocidas como los límites de Hashin–Shtrikman–Walpole (Mavko et al., 2020), proporcionan el límite superior cuando los módulos K_m y μ_m corresponden a los módulos de compresibilidad y de corte máximos de los componentes; y estiman el límite inferior cuando K_m y μ_m son los módulos de compresibilidad y de corte mínimos de los componentes. El módulo de corte máximo (mínimo) puede provenir de un constituyente diferente al que tiene el módulo de compresibilidad máximo (mínimo). Comúnmente suelen utilizarse estas ecuaciones ignorando la definición entre constituyentes bien ordenados y mal ordenados (Mavko et al., 2020).

5.2 Modelos de inclusión

La teoría considera que existe un fondo (matriz) que aloja inclusiones con una amplia variedad de geometrías, desde esferas hasta grietas, que pueden ser sólidas, estar vacías o saturadas de algún fluido (agua, aceite o gas). Las inclusiones se modelan

como elipsoides cuya proporción está determinada por la relación de aspecto (α) (**Figura 5.3**) (Schön, 2015).

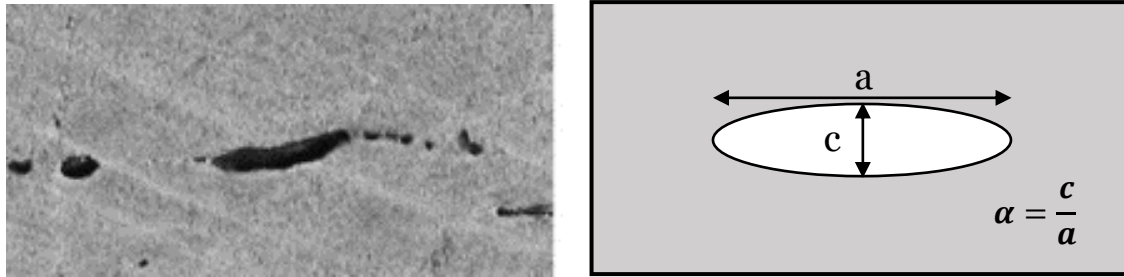
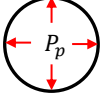
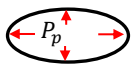
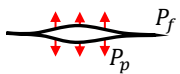


Figura 5.3 Representación geométrica de la relación de aspecto de la inclusión (α) (modificada de Schön, 2011).

Tabla 2 Elasticidad de los poros según su relación de aspecto (modificada de Bowers y Katsube, 2001).

Forma del poro	Relación de aspecto (α)	Capacidad de rebote elástico
	> 0.1	Baja
	$0.001 - 0.1$	Buena
	< 0.001	Baja cuando $P_p < P_f$ Buena cuando $P_p = P_f$

Para las inclusiones que se modelan como porosidad en la roca, la capacidad de respuesta de los poros frente a la presión de poro hace que puedan clasificarse en tres rangos de la relación de aspecto (**Tabla 2**). Los poros rígidos ($\alpha > 0.1$) son de almacenamiento; se caracterizan por experimentar pérdidas de volumen inelásticas y no sufren cambios significativos en su tamaño con el aumento/perdida de presión. Los poros elásticamente flexibles ($\alpha = 0.001-0.1$) son de conexión; experimentan el mayor rebote elástico, es decir, se ensanchan con la pérdida de esfuerzo efectivo o incremento

de presión. Los poros agrietados ($\alpha < 0.001$) requieren de una presión cercana al nivel de fractura para reabrirse (Bowers y Katsube, 2001). Dentro de la teoría se asume que no hay flujo de líquido entre los poros/fracturas, además, las inclusiones están separadas entre sí y no interactúan elásticamente. Estos modelos son convenientes para rocas consolidadas de baja porosidad (Mavko et al., 2020).

5.2.1 Kuster y Toksöz

Kuster y Toksöz (1974) desarrollaron una teoría basada en un material que contiene inclusiones esféricas o esferoidales, donde el efecto global de las inclusiones orientadas aleatoriamente es isotrópico. La ecuación generalizada para el cálculo de los módulos efectivos K_{KT}^* y μ_{KT}^* es:

$$(K_{KT}^* - K_m) \frac{\left(K_m + \frac{4}{3}\mu_m\right)}{\left(K_{KT}^* + \frac{4}{3}\mu_m\right)} = \sum_{i=1}^n x_i (K_i - K_m) P^{mi} \quad (17)$$

$$(\mu_{KT}^* - \mu_m) \frac{\left(\mu_m + \frac{4}{3}\zeta_m\right)}{\left(\mu_{KT}^* + \frac{4}{3}\zeta_m\right)} = \sum_{i=1}^n x_i (\mu_i - \mu_m) Q^{mi} \quad (18)$$

donde el subíndice m hace referencia a las propiedades de la matriz (K_m y μ_m), i se refiere a las propiedades de la i -ésima inclusión (K_i y μ_i) con fracción de volumen x_i , las expresiones P^{mi} , Q^{mi} y ζ_m se obtienen según la **Tabla 3**.

Los coeficientes P^{mi} y Q^{mi} describen el efecto de una inclusión de material i en un medio de fondo m . Los poros vacíos pueden modelarse estableciendo los módulos de la inclusión igual a cero y los poros saturados de fluido se simulan estableciendo el módulo de corte de la inclusión igual a cero. Cuando se evalúa el módulo efectivo de compresibilidad con inclusiones esféricas, el modelo de Kuster y Toksöz es idéntico al límite superior de Hashin y Shtrikman. Para relaciones de aspecto más bajas ($\alpha < 1$), se ha determinado que las estimaciones de Kuster y Toksöz violan los límites inferiores de Hashin-Shtrikman en algún valor de concentración, incluso se vuelven negativas en porosidades altas o densidades de inclusión altas.

5.2.2 Medio efectivo diferencial

La teoría del medio efectivo diferencial (DEM, por sus siglas en inglés) modela los compuestos bifásicos añadiendo progresivamente inclusiones de una fase a la matriz o fondo. La matriz comienza como la fase 1 (cuando la concentración de la fase 2 es cero) y se modifica en cada paso a medida que se añade un nuevo incremento de material de la fase 2; el proceso continúa hasta que se alcanza la proporción deseada de los constituyentes. La formulación DEM no trata cada constituyente de forma simétrica. Hay una matriz o material anfitrión preferido y los módulos efectivos dependen de la ruta de construcción tomada para llegar al compuesto final. Empezar con el material 1 como matriz y añadir progresivamente inclusiones del material 2 no conducirá, en general, a las mismas propiedades efectivas que empezar con la fase 2 como matriz y añadir inclusiones del material 1 (Mavko et al., 2020).

En el caso de las formas de inclusión múltiples o de los constituyentes múltiples los módulos efectivos dependen no sólo de las fracciones de volumen finales de los constituyentes, sino también del orden en que se realizan las adiciones incrementales. El proceso de adición gradual de las inclusiones a la matriz aleatorio y no debe tomarse como una descripción exacta de la verdadera evolución de la porosidad de la roca en la naturaleza (Mavko et al., 2020). El sistema acoplado de ecuaciones diferenciales ordinarias para los módulos efectivos K_{DEM}^* y μ_{DEM}^* son:

$$(1 - y) \frac{d}{dy} [K_{DEM}^*(y)] = (K_2 - K_{DEM}^*) P^{*2}(y) \quad (19)$$

$$(1 - y) \frac{d}{dy} [\mu_{DEM}^*(y)] = (\mu_2 - \mu_{DEM}^*) Q^{*2}(y) \quad (20)$$

con las condiciones iniciales $K_{DEM}^*(0) = K_1$ y $\mu_{DEM}^*(0) = \mu_1$, donde K_1 y μ_1 son los módulos de compresibilidad y de corte de la matriz, K_2 y μ_2 son los módulos de compresibilidad y de corte de la inclusión con fracción de volumen y . Las expresiones P^{*2} y Q^{*2} se obtienen según la Tabla 3. El superíndice * 2 en P y Q indica que los factores son para la inclusión (o fase 2) en un medio de fondo con módulos efectivos $K_{DEM}^*(y)$ y $\mu_{DEM}^*(y)$.

Los poros vacíos pueden modelarse estableciendo los módulos de la inclusión igual a cero y los poros saturados de fluido se simulan estableciendo el módulo de corte de la inclusión igual a cero. Las ecuaciones del DEM siempre son consistentes con los límites de Hashin-Shtrikman superior e inferior.

5.2.3 Mori-Tanaka

La aproximación de Mori-Tanaka (1973) es uno de los pocos métodos basados en la inclusión que producen ecuaciones explícitas para evaluar las propiedades del medio efectivo. Las ecuaciones de Mori-Tanaka de los módulos efectivos K_{MT}^* y μ_{MT}^* para un compuesto de n fases están dadas por:

$$K_{MT}^* = K_0 + \left(\sum_{i=1}^n x_i (K_i - K_0) P^{0i} \right) \left(\sum_{i=0}^n x_i P^{0i} \right)^{-1} \quad (21)$$

$$\mu_{MT}^* = \mu_0 + \left(\sum_{i=1}^n x_i (\mu_i - \mu_0) Q^{0i} \right) \left(\sum_{i=0}^n x_i Q^{0i} \right)^{-1} \quad (22)$$

donde el subíndice 0 hace referencia a las propiedades de la matriz (K_0 y μ_0), i se refiere a las propiedades de la i -ésima inclusión (K_i y μ_i) con fracción de volumen x_i , las expresiones P^{0i} y Q^{0i} se obtienen según la Tabla 3.

Los poros vacíos pueden modelarse estableciendo los módulos de la inclusión igual a cero y los poros saturados de fluido se simulan estableciendo el módulo de corte de la inclusión igual a cero. La aproximación de Mori-Tanaka funciona mejor para esferas y elipsoides alineados cuando el número de fases es mayor o igual a dos y para elipsoides orientados al azar cuando hay dos fases, en otros casos las aproximaciones pueden ser problemáticas. Los módulos efectivos de Mori-Tanaka para inclusiones esféricas blandas en una matriz más rígida se sitúan en el límite superior de Hashin-Shtrikman, mientras que los módulos para inclusiones esféricas rígidas en una matriz más blanda se sitúan en el límite inferior de los límites. La evaluación para las inclusiones en forma de disco también se aloja en los límites del Hashin-Shtrikman (las inclusiones blandas dan el límite inferior y las rígidas el superior) (Mavko et al., 2020).

Tabla 3 Parámetros P^{mi} y Q^{mi} para distintas formas de inclusión (modificada de Schön, 2011).

Forma de la inclusión	P^{mi}	Q^{mi}
Esferas	$\frac{K_m + \frac{4}{3}\mu_m}{K_i + \frac{4}{3}\mu_m}$	$\frac{\mu_m + \zeta_m}{\mu_i + \zeta_m}$
Nódulos	$\frac{K_m + \mu_m + \frac{1}{3}\mu_i}{K_i + \mu_m + \frac{1}{3}\mu_i}$	$\frac{1}{5} \left(\frac{4\mu_m}{\mu_m + \mu_i} + 2 \frac{\mu_m + \gamma_m}{\mu_i + \gamma_m} + \frac{K_i + \frac{4}{3}\mu_m}{K_i + \mu_m + \frac{1}{3}\mu_i} \right)$
Discos	$\frac{K_m + \frac{4}{3}\mu_i}{K_i + \frac{4}{3}\mu_i}$	$\frac{\mu_m + \zeta_i}{\mu_i + \zeta_i}$
Grietas	$\frac{K_m + \frac{4}{3}\mu_i}{K_i + \frac{4}{3}\mu_i + \pi\alpha\beta_m}$	$\frac{1}{5} \left[1 + \frac{8\mu_m}{4\mu_i + \pi\alpha(\mu_m + 2\beta_m)} + 2 \frac{K_i + \frac{2}{3}(\mu_i + \mu_m)}{K_i + \frac{4}{3}\mu_i + \pi\alpha\beta_m} \right]$

$$\beta = \mu \frac{(3K + \mu)}{(3K + 4\mu)}, \quad \gamma = \mu \frac{(3K + \mu)}{(3K + 7\mu)}, \quad \zeta = \frac{\mu(9K + 8\mu)}{6(K + 2\mu)}, \quad \alpha = \text{relación de aspecto.}$$

5.3 Cálculo de la relación de aspecto

Los modelos anteriores requieren del conocimiento previo del valor de la relación de aspecto (α) para obtener los módulos efectivos K^* y μ^* . Cuando se desconoce el valor de α pueden utilizarse los registros de densidad y tiempo de tránsito para estimar su valor. El diagrama de flujo mostrado en la **Figura 5.4** muestra una sucesión de pasos para estimar la relación de aspecto cuando se considera que en la matriz únicamente se aloja un tipo de inclusión. La función objetivo (OF) relaciona variables medidas y calculadas para obtener una estimación sujeta a un margen de referencia. Los términos W_p y W_s se conocen como funciones de peso, y la suma siempre debe ser igual a 1. Es importante considerar que el valor de estas funciones se asigna de acuerdo con la calidad de las mediciones. Cuando se tiene certeza acerca de la confiabilidad de las lecturas de velocidad compresional (V_p) y de corte (V_p), se asigna un valor de $W_p = 0.5$

y $W_s = 0.5$, con la finalidad de que ambas tengan la misma influencia sobre los resultados. Sin embargo, si existe incertidumbre sobre la calidad de algún conjunto de datos, se debe disminuir el valor de la función de peso correspondiente para reducir su influencia sobre los resultados obtenidos. Por ejemplo, cuando solo se dispone de mediciones de V_p , se distribuye el valor de las funciones de peso de la siguiente manera: $W_p = 1$ y $W_s = 0$. El valor del error (e_r) depende de las unidades utilizadas, pero debe utilizarse el concepto del error relativo para definir el límite de desviación entre los parámetros medidos y calculados.

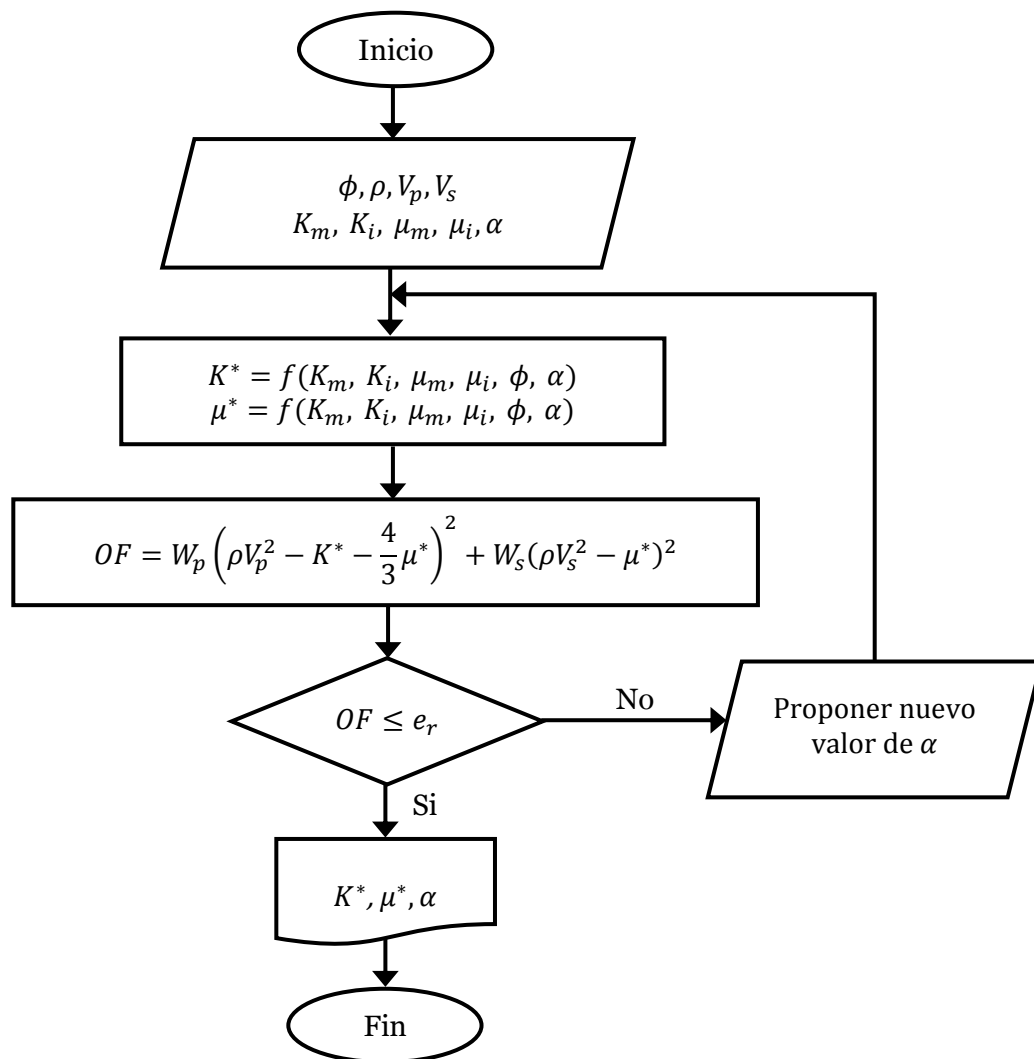


Figura 5.4 Diagrama de flujo para el cálculo de los módulos efectivos K^* y μ^* y la relación de aspecto (α) a partir de los registros de densidad y sísmico.

Capítulo 6

Caso de aplicación

6.1 Metodología de evaluación

La **Figura 6.1** presenta la metodología de trabajo seguida para el análisis de las geopresiones para un caso de aplicación.

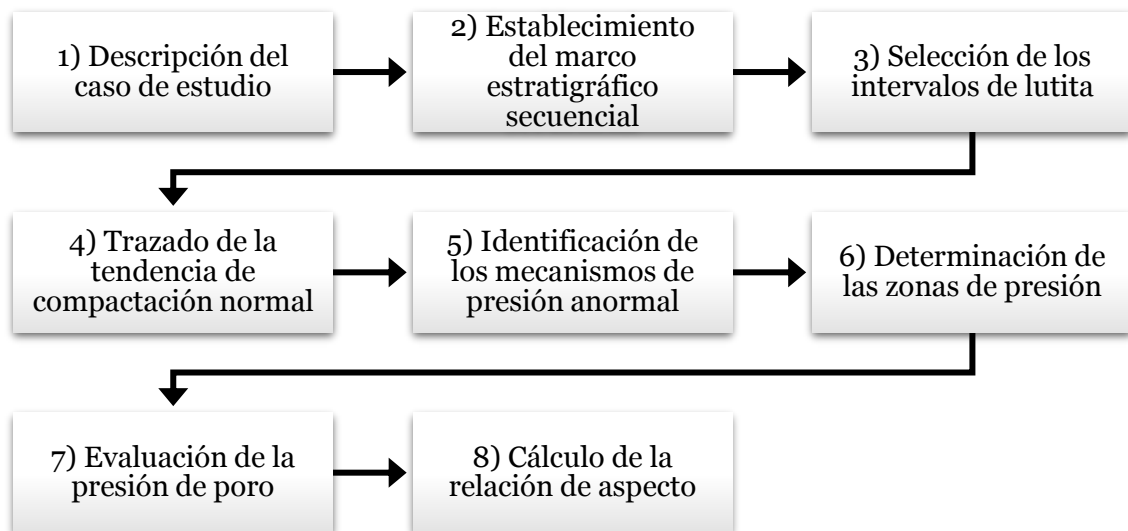


Figura 6.1 Metodología propuesta para la evaluación de la presión de poro.

6.2 Descripción del caso de estudio

El pozo W-1A, localizado en la región norte de la costa del Golfo de México, fue diseñado con el objetivo de incorporar reservas de gas localizadas en el Mioceno Inferior. Tiene una profundidad vertical de 3500 m y su perforación se llevó a cabo en el flanco occidental de un anticlinal asimétrico orientado NW-SE en su eje principal y que está cortado por una falla inversa en su flanco NE (**Figura 6.3**).

El pozo W-1A pretendía cumplir los objetivos que se habían establecido originalmente para el pozo W-1. Sin embargo, ambos pozos fueron abandonados debido a accidentes mecánicos que ocurrieron durante la etapa de terminación. El espaciamiento entre ambos pozos es de 7 m.

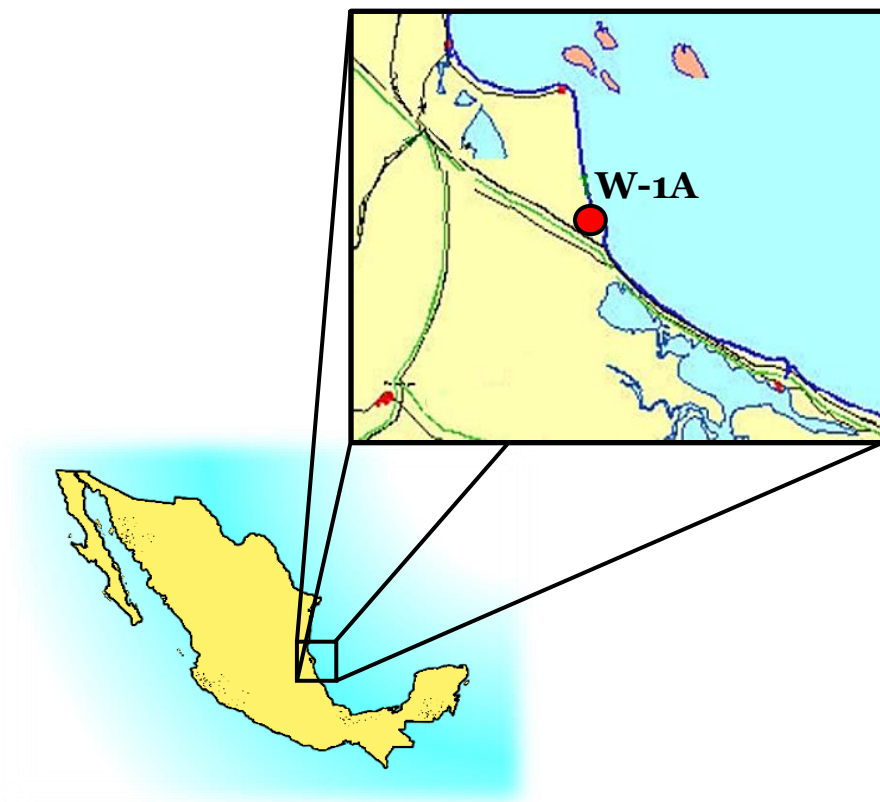


Figura 6.2 Localización geográfica del pozo W-1A.

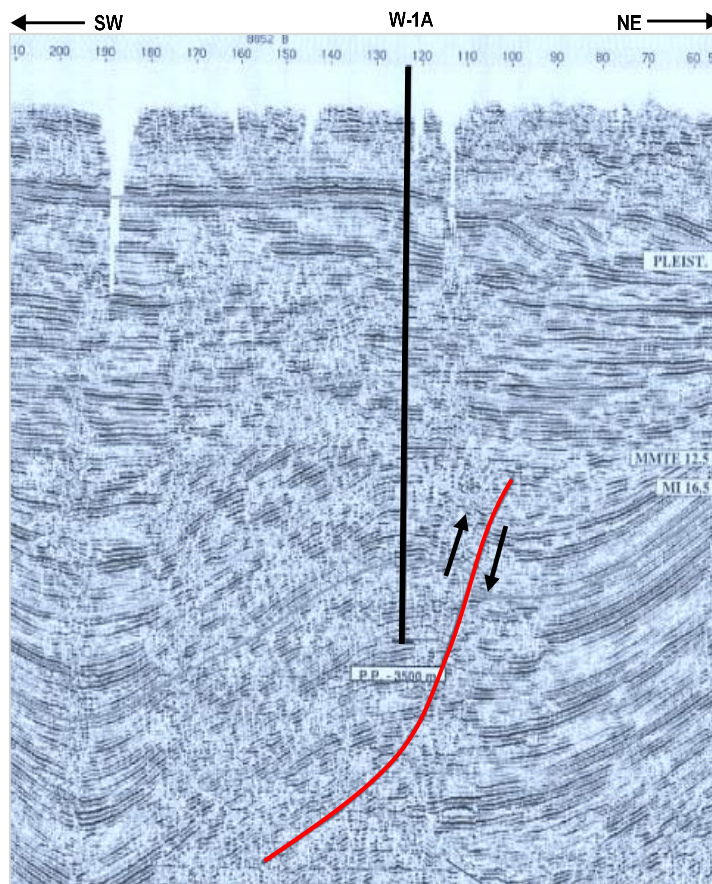


Figura 6.3 Sección sísmica de las formaciones perforadas por el pozo W-1A.

La **Tabla 4** presenta la columna geológica perforada, que abarca desde el periodo Reciente hasta el Mioceno Inferior en una secuencia cronoestratigráfica normal, a excepción del hiato del Plioceno Superior y Mioceno Medio Tardío. Por otro lado, la **Tabla 5** muestra los registros de pozo disponibles. Además, se cuenta con el análisis de laboratorio de 2 núcleos pertenecientes a los intervalos de 3086-3095 m y 2316-2325 m. El núcleo 1 consiste en su totalidad a roca ígnea con fracturas rellenas de calcita y arcilla. En cuanto al núcleo 2, predomina una litología de lutita gris verdoso con una variación de porosidad y densidad de 6 a 33 % y 2.65 a 2.97 gr/cm³, respectivamente. Las características físicas y descripción litológica de cada núcleo se muestran en la **Tabla 6** y **Tabla 7**.

Tabla 4 Columna geológica perforada por el pozo W-1A.

Formación/Edad	Abreviatura	Cima (mvmr)	Espesor (m)
Reciente	R	10	160
Plioceno Medio	PM	170	180
Plioceno Inferior	PI	350	1360
Mioceno Superior	MS	1710	1230
Mioceno Medio Temprano	MMT	2940	280
Roca Ígnea	RI	3083 a 3103	20
Mioceno Inferior	MI	3220	280 (Perforados)

Tabla 5 Registros de pozo disponibles.

Tipo de registro	Intervalo de muestra (m)
DIL-GR	296 - 3500
BHC-GR	50 - 3495
CNL-LDL	500-2185, 2900 - 3500

Tabla 6 Características físicas y descripción litológica del núcleo 1 (3086-3095 m).

#	Profundidad (m)	Porosidad (%)	Densidad (gr/cm³)
1	Parte superior	3.8	2.72
2	Parte media	3.7	2.76
3	Parte inferior	3.1	2.79

Nota. La parte superior, media e inferior del núcleo está compuesto de roca ígnea hipabisal, color verde oscuro a negro, con fracturas de 1 a 2 cm, rellenas de calcita y en ocasiones por arcilla gris verdoso.

Tabla 7 Características físicas y descripción litológica del núcleo 2 (2316-2325 m).

#	Profundidad (m)	Porosidad (%)	Densidad (gr/cm ³)
1	2317.16	6	2.76
2	2317.30	24	2.72
3	2317.30	26	2.78
4	2318.18	16	2.75
5	2318.63	33	2.97
2	2319.13	12	2.85
7	2319.26	27	2.75
8	2319.30	23	2.66
9	2319.51	26	2.74
10	2319.51	27	2.77
11	2320.20	7	2.74
12	2320.78	22	2.65
13	2320.78	24	2.68
14	2321.24	25	2.69
15	2321.68	13	2.72

Nota. La parte superior del núcleo está compuesta de lutita gris verdoso, en ocasiones arenosa, suave, ligeramente calcárea y pirita diseminada. La parte media es arenisca gris verdoso, grano medio de cuarzo anguloso, en matriz arcillo-calcárea. La parte inferior es lutita gris verdoso, suave, calcárea y pirita diseminada.

6.3 Marco estratigráfico secuencial

La **Figura 6.4** muestra el registro de rayos gamma y su correspondiente espejo para el intervalo de profundidad de 800 a 3500 m. Esta presentación enfatiza el grado de elevación (cercanía entre las curvas) o descenso (separación entre las curvas) que ha experimentado el nivel relativo del mar. Con el fin de visualizar la distribución litológica general, se han identificado los conjuntos de retrogradaciones utilizando los criterios descritos en la sección 4.2.2.

Se ha considerado que los ciclos retrogradacionales con una extensión superior a 10 metros corresponden a lutitas (segmentos color café), mientras que el resto de las secuencias se consideran areniscas (segmentos color amarillo). Esto nos permite inferir de manera cualitativa los intervalos potencialmente propensos a formar rocas tipo sello o compartimentadas.

La granoclasificación se representó con círculos de diferentes tamaños según la tendencia de aumento o disminución de los rayos gamma. Se han resaltado con flechas azules aquellos arreglos de clastos con una tendencia granocreciente, mientras que se han destacado con flechas rojas aquellos con una tendencia granodecreciente.

La **Figura 6.5** muestra una comparación entre el registro de rayos gamma y los registros de tiempo de tránsito e inducción. En el registro de rayos gamma, se ha señalado con flechas la naturaleza del depósito transgresiva (\nearrow) y regresiva (\nwarrow), mientras que los triángulos indican si la secuencia está compuesta principalmente por parasecuencias progradacionales (∇) o retrogradacionales (Δ).

A las profundidades de 2115 y 2565 m se identificaron dos superficies de inundación máxima (SIM) que marcan el punto de giro en la tendencia del tiempo de tránsito y resistividad. Además, se identificó un límite de secuencia (LS) a una profundidad de 2940 m, el cual marca la transición entre el Mioceno Superior y el Mioceno Medio Temprano.

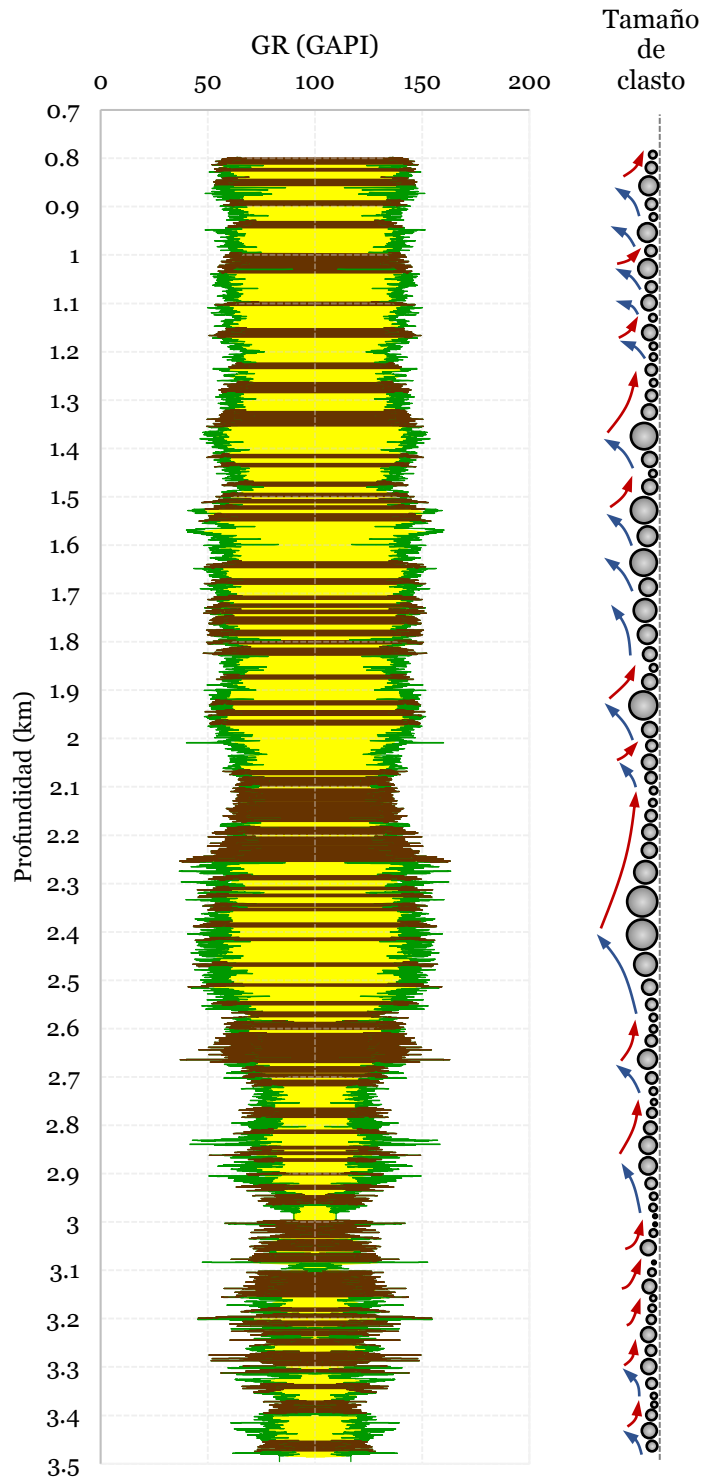


Figura 6.4 Identificación del conjunto de parasecuencias retrogradacionales con más de 10 metros de espesor (segmentos cafés) y granoclasificación representada a partir de la tendencia general del registro de rayos gamma.

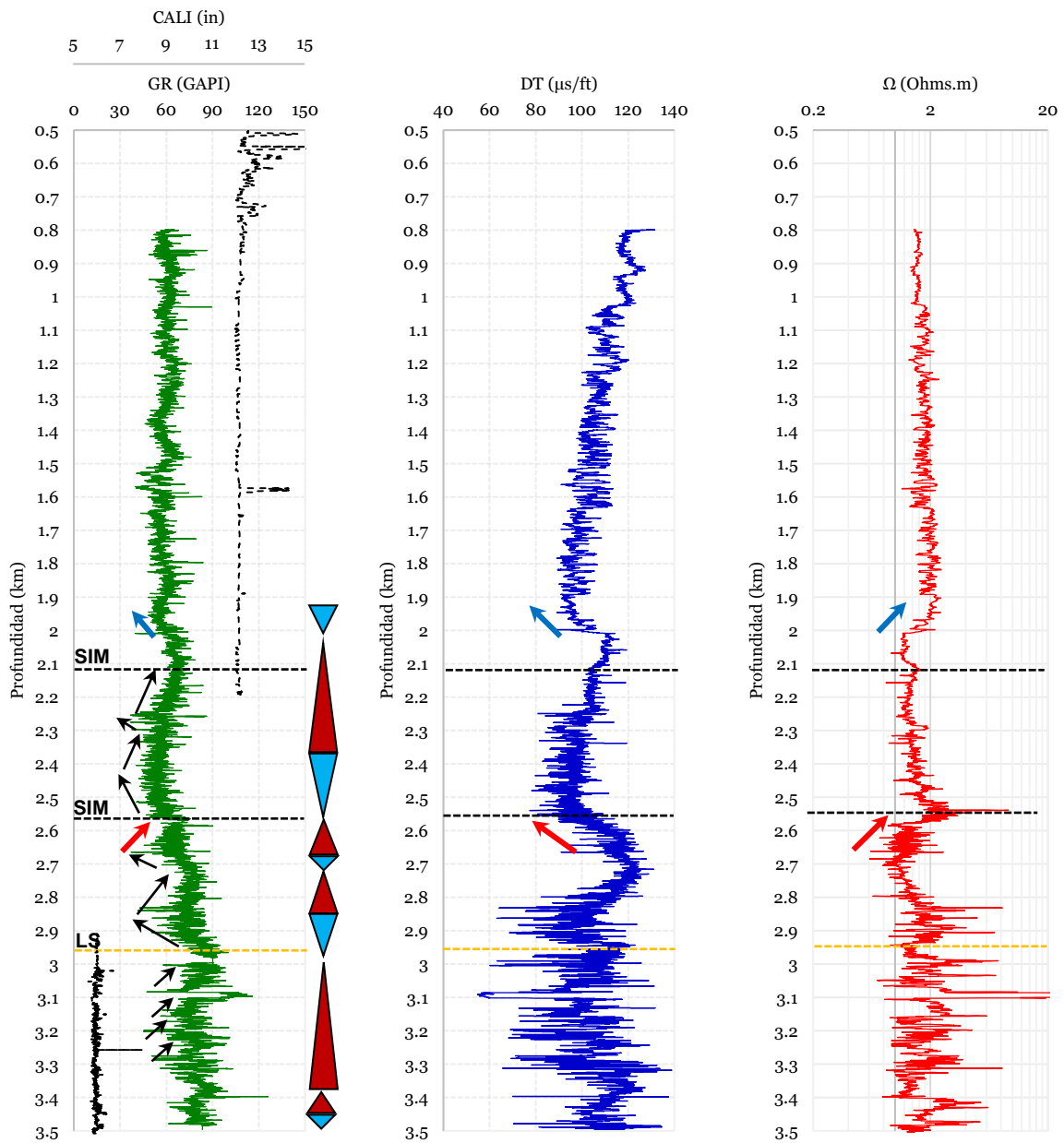


Figura 6.5 Determinación del marco estratigráfico secuencial en los registros del pozo W-1A.

6.4 Selección de puntos de lutitas

La selección de los intervalos de lutitas se llevó a cabo mediante la identificación de todas las parasecuencias retrogradacionales en el registro de rayos gamma, siguiendo la metodología descrita en la sección 4.2.2. En la **Figura 6.6**, se pueden

observar los valores de lutita seleccionados en el registro de rayos gamma, junto con su respectivo tiempo de tránsito (valores anaranjados en GR y DT). Se aplicó un suavizado exponencial para disminuir la dispersión en los valores del tiempo de tránsito de las lutitas (Δt negro).

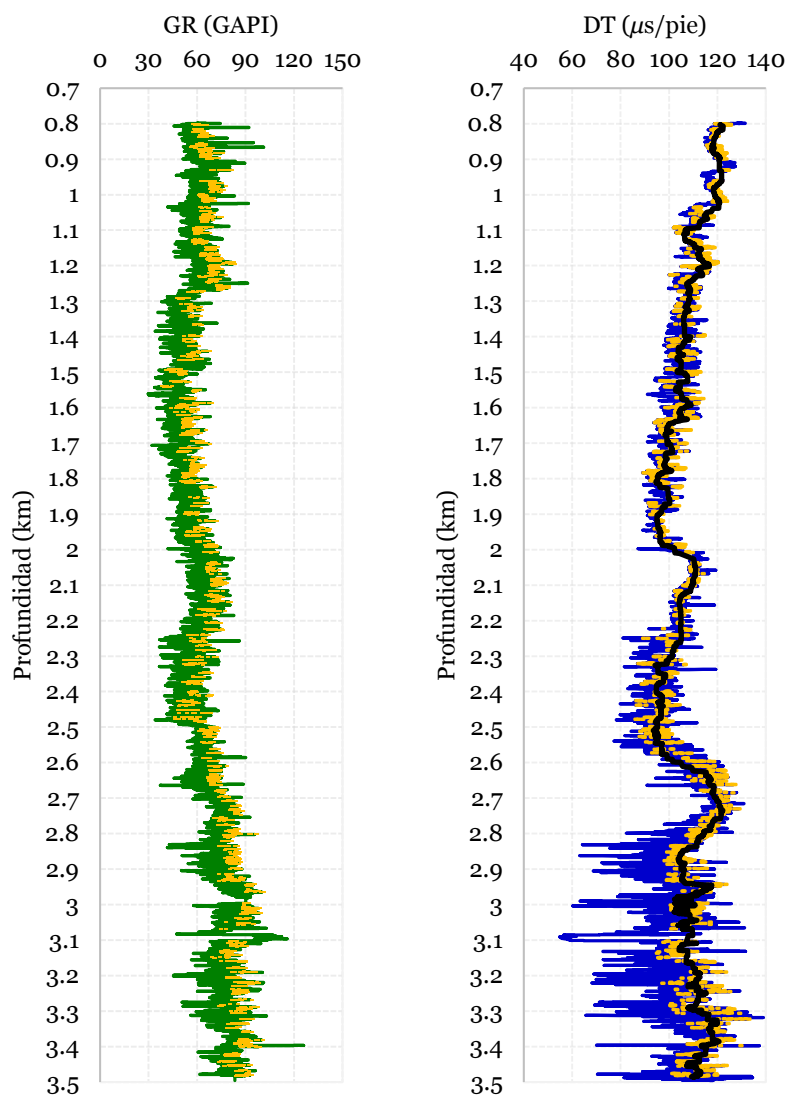


Figura 6.6 Selección de los valores de lutita mediante la identificación de las parasecuencias retrogradacionales (valores anaranjados en GR y DT). Se aplicó el suavizamiento exponencial en el tiempo de tránsito de las lutitas para minimizar el ruido de los datos (Δt negro).

6.5 Tendencia de compactación normal

Se consideró que la compactación normal se interrumpe a 1900 m, ya que a esta profundidad comienza un aumento significativo en el tiempo de tránsito (**Figura 6.7**). En la **Tabla 8** se muestra los valores del ΔT_m , ΔT_0 y b que optimizan las tendencias de compactación normal para el modelo semilogarítmico y de Chapman. Se evaluó la eficiencia de ajuste de cada modelo utilizando el coeficiente de determinación (R^2) y la desviación media absoluta (DMA). En ambos casos se consigue un ajuste razonable a los datos medidos por el registro, sin embargo, para los cálculos posteriores se utilizó la ecuación de Chapman, ya que se apega a la mecánica de la compactación, tal como se explica en la sección 4.3.

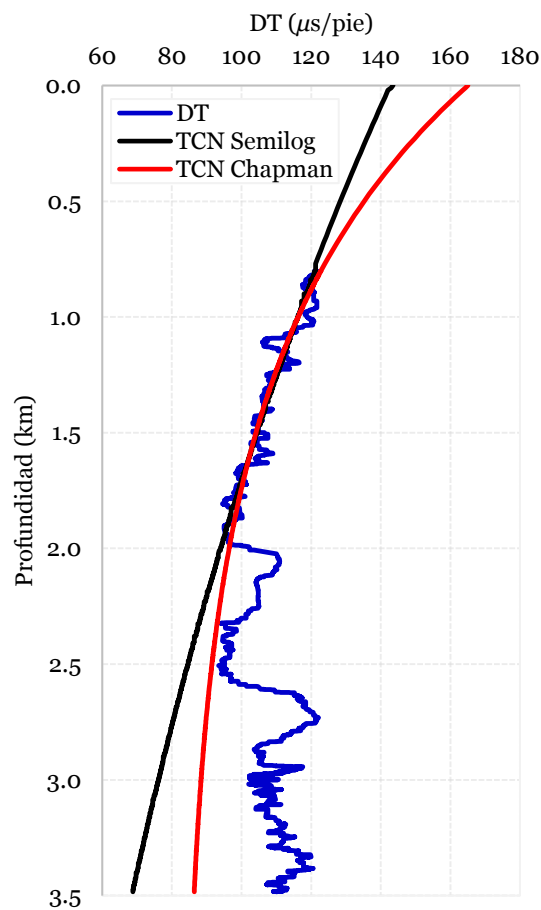


Figura 6.7 Tendencia de compactación normal (TCN) mediante los modelos semilogarítmico y de Chapman, para el pozo W-1A.

Tabla 8 Valores óptimos para la tendencia de compactación normal para el pozo W-1A.

Modelo	ΔT_0 ($\mu s/ pie$)	ΔT_m ($\mu s/ pie$)	b (m)	R^2	DMA
Semilogarítmico	143.59	0	4731.59	0.886	351
Chapman	165	82.84	1111.83	0.880	84

6.6 Identificación de los mecanismos de presión anormal

La identificación de los mecanismos se llevó a cabo mediante el análisis del comportamiento de los registros de pozo, la evaluación de los diagramas cruzados de las propiedades petrofísicas de las rocas (consultar sección 2.2), la correlación con el marco estratigráfico (consultar sección 3.4) y la consideración de los eventos reportados durante la perforación. Como resultado de este análisis, se identificaron seis zonas de interés que exhiben un comportamiento característico de presión anormal.

De 1950 a 2030 m: el análisis realizado mediante la gráfica de densidad-velocidad reveló la presencia de una descarga elástica (**Figura 6.8**). Sin embargo, se descarta la posibilidad de una transferencia vertical de presión debido a que la falla inversa localizada en el flanco oriental del anticlinal no se extiende hasta esa profundidad. Adicionalmente, la profundidad y la temperatura registrada (<70 °C) no concuerdan con las condiciones necesarias para la prevalencia de la expansión de fluidos. Además, durante la perforación de los pozos W-1 y W-1A no se registraron gasificaciones, que son distintivas de este mecanismo. Estos factores sugieren que la inversión en los registros de resistividad y tiempo de tránsito no está relacionada con la presencia de algún mecanismo de presión anormal.

Es importante señalar que el incremento en el tiempo de tránsito también podría deberse a irregularidades en la pared del pozo. Sin embargo, la estabilidad mostrada por el registro Caliper descarta esta suposición (Figura 6.5).

En este intervalo, el registro de rayos gamma revela la presencia de electrofacies en forma de embudos, las cuales son formadas por parasecuencias progradacionales (GR en la **Figura 6.9**). Esta observación se respalda con el muestreo de canal presentado en el informe geológico del pozo Well-1, donde se reporta una disminución gradual del contenido de arena en los recortes a medida que se perfora desde los 1950 hasta los 2100 m. Este tipo de parasecuencias se asocian con la formación de sellos incompetentes porque están formadas por estratos granocrecientes (tamaño de clasto en la Figura 6.9). Además, debe considerarse que el cambio en el tamaño del sedimento también puede reflejarse como una desviación gradual en la tendencia del tiempo de tránsito y resistividad, similar a lo experimentada en una zona de presión anormal (comparar con la Figura 3.8).

Por lo tanto, el aparente comportamiento de presión anormal observado en los registros de pozo en este intervalo de profundidad no se debe a la presencia de algún mecanismo de presión anormal, sino más bien a la presencia de una secuencia granocreciente.

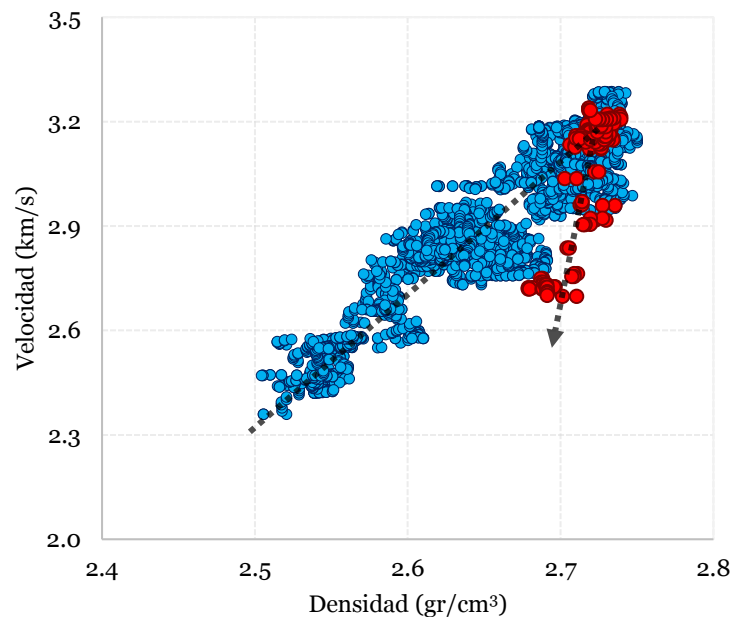


Figura 6.8 Análisis de la presión anormal mediante la gráfica $\rho-V_p$. Los círculos azules muestran la tendencia de compactación normal (800 - 1950 m) y los círculos rojos muestran una tendencia de expansión de fluidos (1950 - 2030 m).

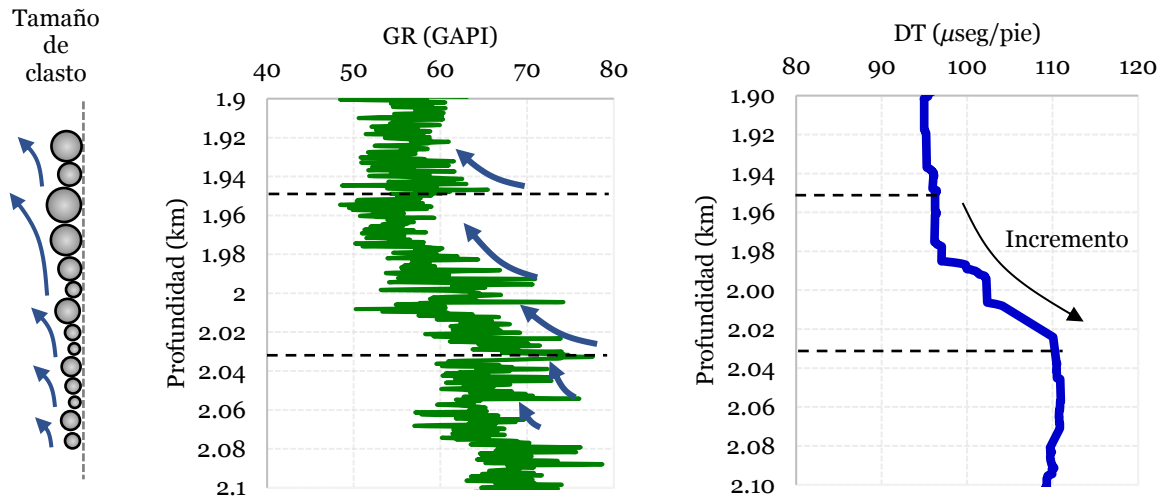


Figura 6.9 Análisis de las electrofacies presentes en el intervalo de 1950 a 2030 m y su correspondencia con el tiempo de tránsito.

De 2115 a 2565 m: a la profundidad de 2250 a 2565 m se observa una electrofacie simétrica en la curva de rayos gamma, la cual se forma por un aumento temporal en el depósito de sedimentos gruesos (GR en la **Figura 6.10**). Además, a esa misma profundidad, se puede observar una regresión en el tiempo de tránsito, lo cual indica la presencia de una formación permeable (comparar con Figura 3.8). Durante la perforación en este intervalo, también se reportaron dos manifestaciones de gas a 2251 y 2304 m de profundidad.

Los límites superior e inferior de la electrofacie simétrica están definidos por parasecuencias retrogradacionales que forman electrofacies en forma de campana. La correlación entre estas electrofacies y el tiempo de tránsito revela la formación de secuencias impermeables debido a una deficiencia en su compactación. Esto se refleja en el hecho de que el tiempo de tránsito no disminuye (de 2115 a 2250 m) e incluso aumenta (de 2565 a 2700 m).

El análisis de las electrofacies junto con los eventos reportados durante la perforación sugieren la presencia de una arena compartimentada que almacena gas, lo que resulta en un efecto de sobrepresión en la parte superior (a 2250 m) debido a la baja densidad del gas. En el caso del sello superior de la arena (2115 a 2250 m), se asume

que presenta un desequilibrio en la compactación debido a que se encuentra a una profundidad donde este mecanismo suele ser dominante.

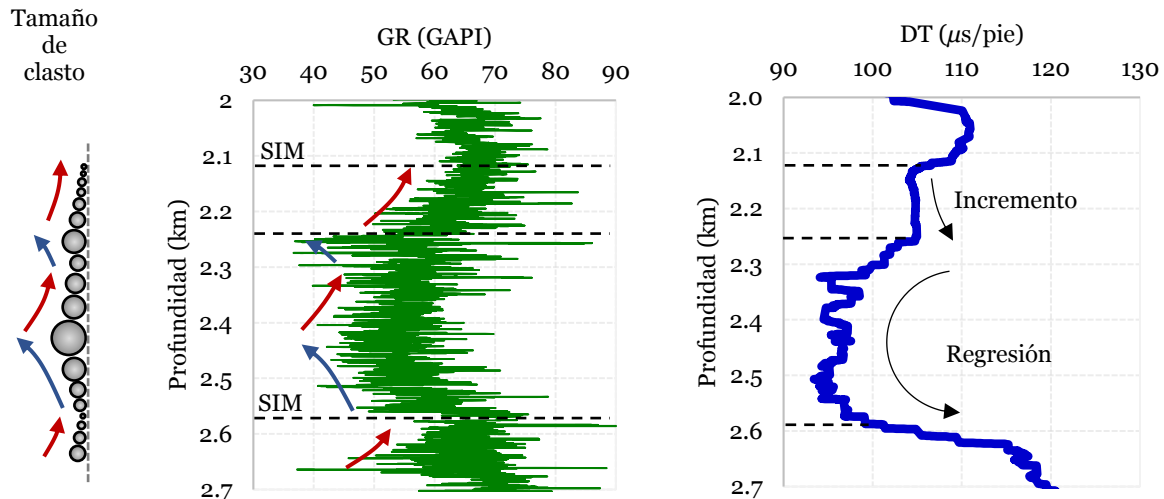


Figura 6.10 Análisis de las electrofacies presentes en el intervalo de 2115 a 2565 m y su correspondencia con el tiempo de tránsito.

De 2565 a 2730 m: debido a la falta de lecturas de densidad, se utilizó la gráfica de la porosidad en función de la profundidad para determinar el mecanismo de presión anormal. La **Figura 6.11** muestra un aumento drástico de aproximadamente 20 %. Como se discute en la sección 2.1.1, este incremento en la porosidad se considera una fuerte evidencia del mecanismo de desequilibrio en la compactación.

Además, según el registro de rayos gamma en la **Figura 6.12**, se observa la presencia de un conjunto de electrofacies en forma de campana, las cuales son formadas por parasecuencias retrogradacionales. En general, es más frecuente que la presión anormal se forme en las retrogradaciones y en la sección condensada, donde predominan los sedimentos arcillosos.

El aumento en el tiempo de tránsito, la porosidad y la presencia de electrofacies en forma de campana son consistentes con las características típicas de una zona de presión anormal ocasionada por el desequilibrio en la compactación.

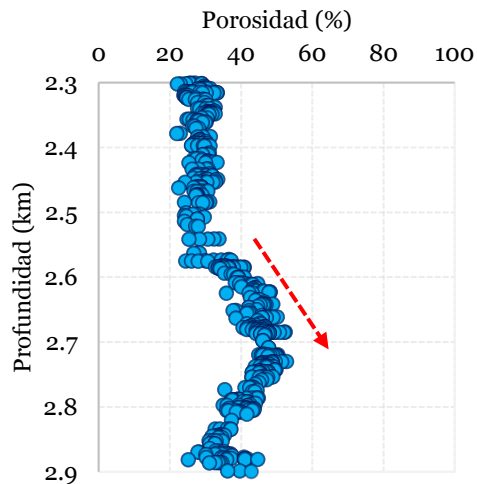


Figura 6.11 Comportamiento de la porosidad en el intervalo de 2565 a 2730 m.

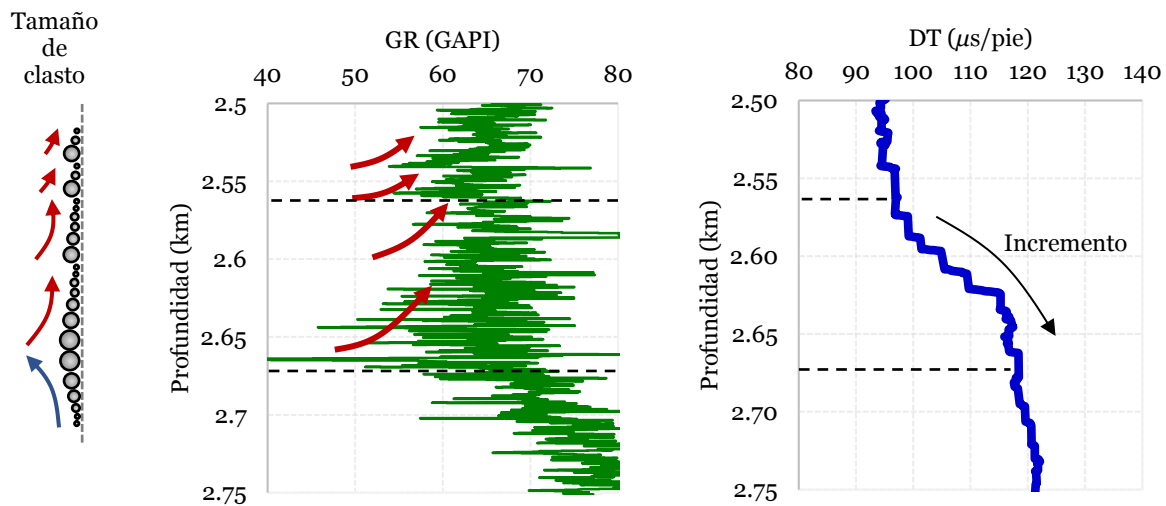


Figura 6.12 Análisis de las electrofacies presentes en el intervalo de 2565 a 2730 m y su correspondencia con el tiempo de tránsito.

De 2730 a 2940 m: el registro de rayos gamma refleja una electrofacie simétrica, característica de un aumento temporal en el depósito de clastos grandes. A la profundidad equivalente, el tiempo de tránsito experimenta una regresión característica de una secuencia permeable (**Figura 6.13**). La estructura está limitada por secuencias arcillosas, formadas por una superficie de inundación máxima en la cima (a 2730 m) y en la base un límite de secuencia (LS) que marca el fin de un conjunto

de parasecuencias retrogradacionales (a 2940 m). A estas profundidades el tiempo de tránsito indica que se trata de secuencias impermeables, pues en ambos casos se experimenta un aumento gradual del tiempo de tránsito.

El análisis de la tendencia del tiempo de tránsito, las electrofacies del registro de rayos gamma y la definición de las superficies delimitadoras permiten determinar que se trata de una arena compartimentada. Considerando la continuidad lateral de los estratos, la arena está fracturada en uno de sus extremos por la falla inversa (Figura 6.3). Además, por sísmica se identificó que su otro flanco se extiende aproximadamente hasta la profundidad de 3500 m debido a su plegamiento.

Durante la perforación se reportaron influjos de agua cerca de la zona de transición entre la arena y su sello superior, específicamente a 2660, 2678 y 2700 m de profundidad. Esto sugiere que se trata de un acuífero. En consecuencia, se puede concluir que la arena experimenta una transferencia lateral de presión de alto impacto debido a su ubicación dentro del pliegue anticlinal. El gradiente de presión dentro de la arena es equivalente al peso del agua.

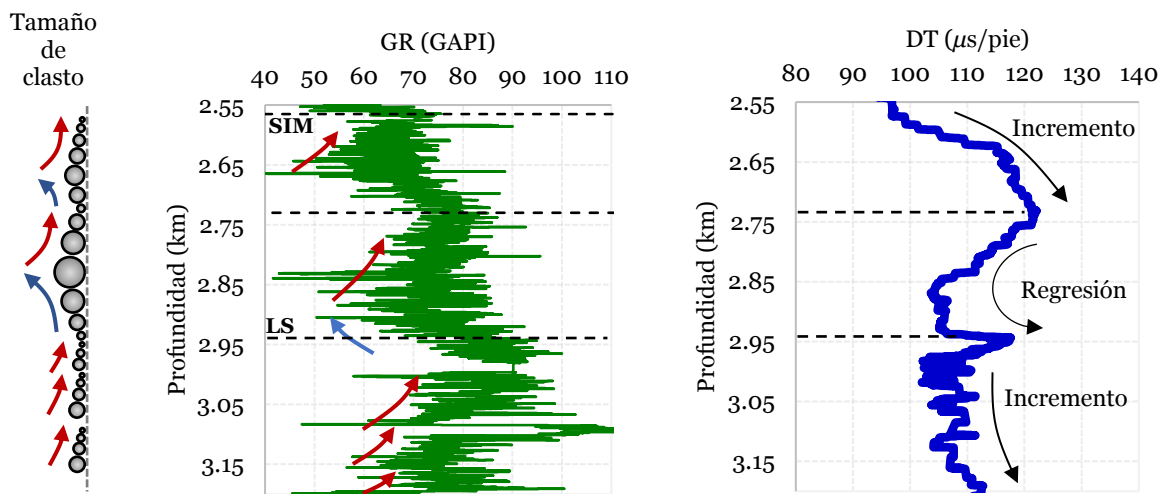


Figura 6.13 Análisis de las electrofacies presentes en el intervalo de 2730 a 2940 m y su correspondencia con el tiempo de tránsito.

De 2940 a 3500 m: se realizó el análisis mediante los gráficos de porosidad-profundidad y densidad-velocidad. A diferencia del aumento de porosidad experimentada en el desequilibrio en la compactación (Figura 6.11), la porosidad se mantiene relativamente constante y la relación densidad-velocidad experimenta una ligera disminución (Figura 6.14). Por lo tanto, ambos gráficos indican la presencia de una expansión de fluidos.

El registro de rayos gamma refleja múltiples electrofacies con forma de campana, lo que indica la presencia de múltiples retrogradaciones (Figura 6.15). La temperatura registrada va de 86° a 2900 m hasta 96 °C a 3500 m de profundidad. Además, se reportaron manifestaciones de gas durante la perforación a las profundidades de 3017, 3085, 3087, 3135, 3183, 3207 y 3253 m.

La correlación entre los gráficos cruzados, patrones de apilamiento, gradiente de temperatura y manifestaciones de gas permite concluir que el mecanismo de presión anormal presente en este intervalo es la descarga elástica inducida por la expansión de fluidos. A una profundidad de 3390 a 3500 m, se observa una electrofacie simétrica que experimenta una regresión en el tiempo de tránsito, lo que indica la presencia de un pequeño compartimento. Como no se dispone de información de los registros de pozo para las formaciones inferiores, se considerará que este intervalo forma parte del sello.

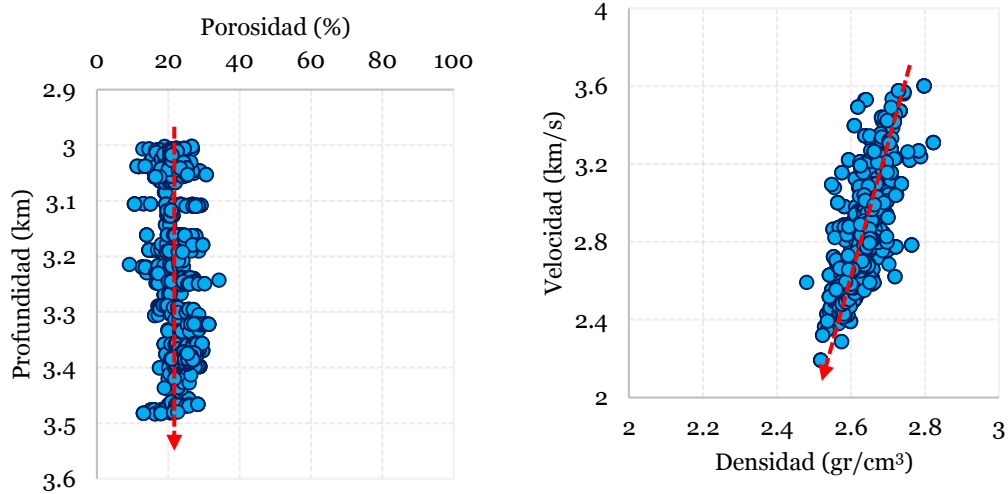


Figura 6.14 Identificación del mecanismo de expansión de fluidos a la profundidad de 2940 a 3500 m, mediante los gráficos cruzados de porosidad-profundidad y velocidad-densidad.

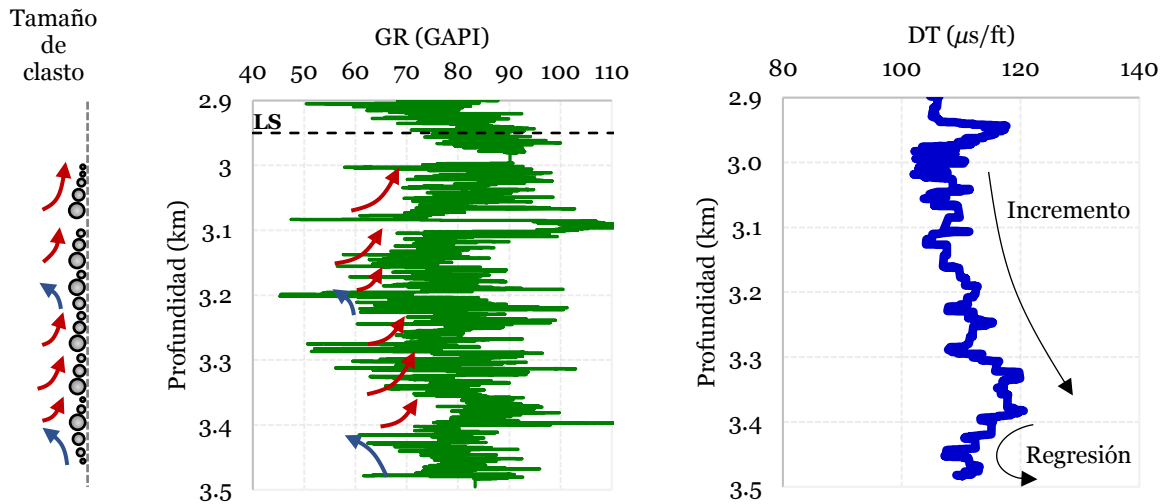


Figura 6.15 Análisis de las electrofacies presentes en el intervalo de 2940 a 3500 m y su correspondencia con el tiempo de tránsito.

Tabla 9 Tipo de roca, electrofacie, tendencia del tiempo de tránsito y mecanismo de presión anormal presente en los intervalos de interés del pozo W-1A.

Profundidad (m)	Tipo de roca	Electrofacie en GR	Tendencia del Δt	Mecanismo de presión anormal
1950-2030	*	Embudo	Incremento	*
2115 - 2250	Sello (I)	Campana	Incremento	Desequilibrio en la compactación
2250 - 2565	Compartimento (I)	Simétrico	Regresión	Columna de gas
2565 - 2730	Sello (II)	Campana	Incremento	Desequilibrio en la Compactación
2730 - 2940	Compartimento (II)	Simétrico	Regresión	Transferencia lateral
2940 - 3500	Sello (III)	Campana	Incremento	Expansión de fluidos

Nota: *Son parasecuencias progradacionales (granocrecientes) que están en la zona de compactación normal, por lo tanto, se considera que no forman un compartimento o sello.

La **Tabla 9** resume los parámetros petrofísicos descritos anteriormente para cada intervalo. Es importante destacar que cada tipo de roca mostró una tendencia particular de tiempo de tránsito y rayos gamma. Los sellos (lutitas) se forman en los intervalos donde se exhiben electrofacies tipo campana y el tiempo de tránsito experimenta un incremento (en diferentes grados). Por otro lado, los compartimentos (areniscas) se forman en intervalos donde se observan electrofacies simétricas y donde el tiempo de tránsito experimenta una regresión.

6.7 Determinación de las zonas de presión

La **Figura 6.16** esquematiza las distintas zonas de presión de acuerdo con las observaciones resumidas en la Tabla 9.

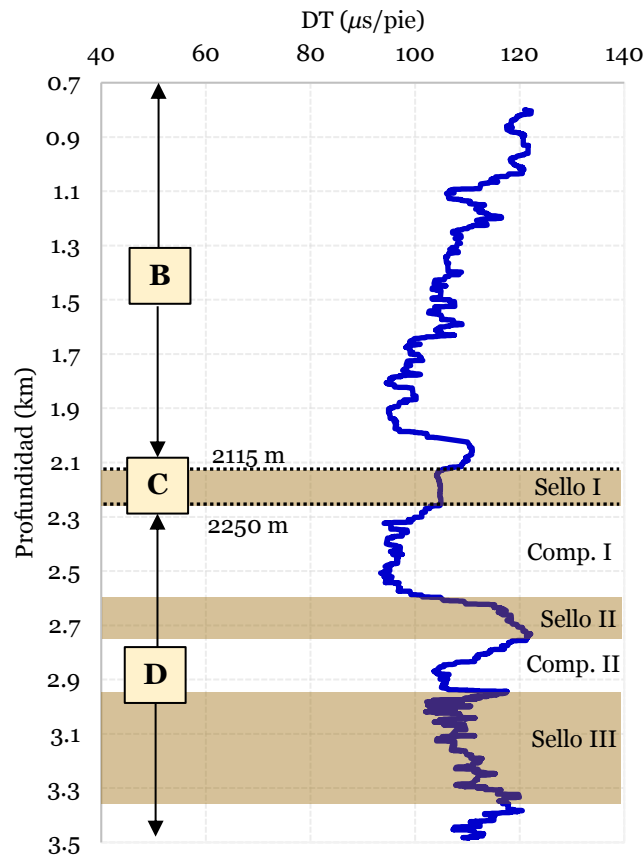


Figura 6.16 Determinación de la B) zona hidrodinámica (0 - 2115 m), C) zona de transición (2115 - 2250 m) y D) zona geopresionada (2250 - 3500 m) del pozo W-1A.

Tomando en cuenta que el pozo está localizado en el interior continental, la zona de flujo libre (A) se considera erosionada. La primera inversión observada en el registro sísmico (1950 a 2030 m) es el resultado del cambio gradual en el tamaño de los clastos depositados. Por lo tanto, la zona hidrodinámica se extiende desde la superficie hasta la profundidad de a 2115 m. La zona de transición está definida por un espesor de 135 m, cuya cima y base están a 2115 y 2250 m, respectivamente. La zona geopresionada se extiende desde la base de la zona de transición hasta una profundidad de 3500 m.

6.8 Cálculo de sobrecarga y presión de poro

Se propone el uso del método de Eaton para evaluar la presión, por lo tanto, es necesario calcular la sobrecarga previamente. Para ello, se obtuvo una densidad integrada de los intervalos donde existen lecturas del registro de pozo (807 a 2185 m y 3000 a 3500 m) y una densidad sintética calculada con el modelo de Gardner para los intervalos donde no se cuenta con mediciones (0 a 807 m y 2185 a 3000 m).

Utilizando lecturas de velocidad y densidad exclusivamente de las arcillas en la zona de compactación normal (807 a 1900 m), se determinaron los valores particulares para el coeficiente A y exponente B de la ecuación de Gardner, con un coeficiente de determinación (R^2) de 0.691 (Tabla 10). La Figura 6.17 ilustra que el modelo de Gardner estima valores similares a los obtenidos a través de los registros de pozo y los datos de núcleo, lo que indica que la densidad sintética es confiable. Finalmente, la sobrecarga se obtuvo sustituyendo la densidad integrada en la ecuación (2).

Tabla 10 Valores estimados de A y B para el modelo de Gardner.

A	B	R^2
0.386	0.241	0.691

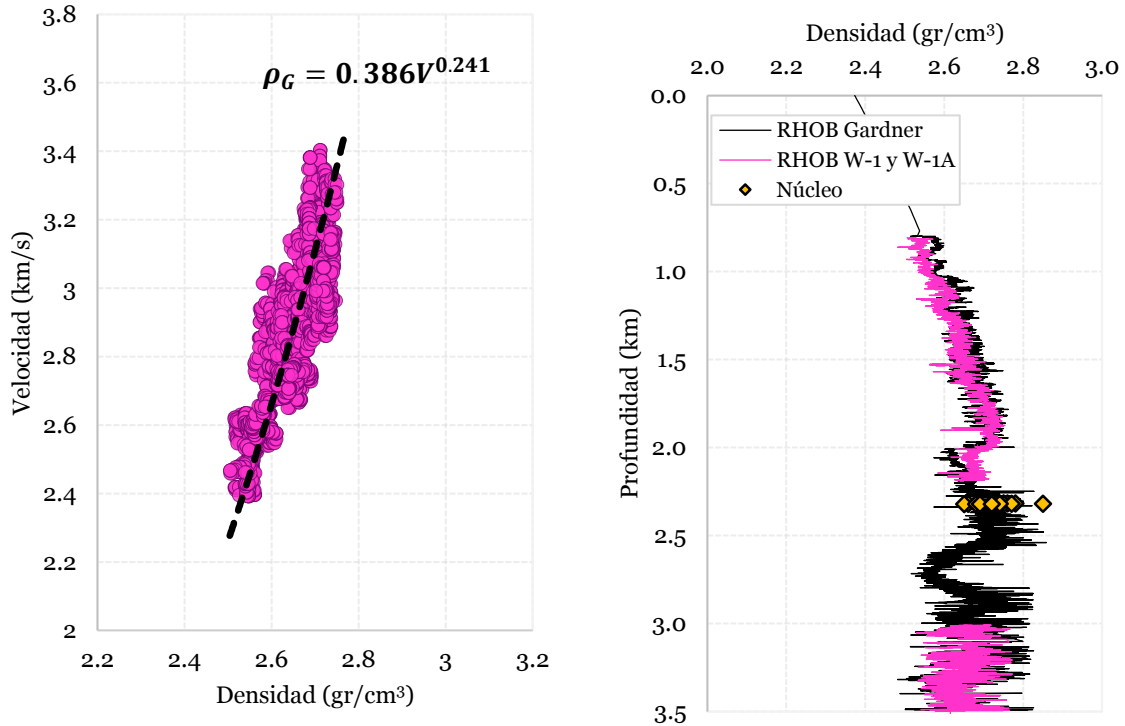


Figura 6.17 Estimación del coeficiente A y exponente B del modelo de Gardner y validación de la densidad sintética obtenida mediante su comparación con el registro de densidad y los datos de núcleo.

La **Tabla 11** resume los modelos utilizados para estimar la presión en cada zona de presión, los cuales están sujetos a los siguientes criterios:

1. Idealmente, la presión en la zona hidrodinámica debería obtenerse a partir de la relación empírica $\rho_l - \Delta t$, utilizando datos de múltiples pozos de la región (consultar sección 4.1.2); sin embargo, solo se cuenta con información de un pozo. Por lo tanto, se asume que la presión de poro se desarrolla a lo largo de un gradiente hidrostático, donde la densidad del agua (ρ_w) es de 1.07 gr/cm³.
2. Para estimar la presión en las lutitas, se utilizó el modelo de Eaton. Se seleccionaron los valores del exponente propuestos por Bowers, siendo $n = 3$ para el desequilibrio en la compactación y $n = 5$ para la expansión de fluidos.

3. En el compartimento donde se presenta el efecto de columna de gas (2250 a 2565 m), la presión de poro se determinó tomando en cuenta que la densidad del gas en sitio es de 0.34 gr/cm³. Además, la presión en la parte superior del compartimento se estimó haciendo un promedio de las presiones registrada durante las gasificaciones, siendo de 328.65 kg/cm² a 2251 m y 334.08 kg/cm² a 2304 m.
4. La transferencia lateral de presión se calculó con el modelo de Flemings. Se consideró que la densidad del agua (ρ_w) es de 1.07 gr/cm³. Además, se asumió que la falla que atraviesa las formaciones no es conductiva. De acuerdo con la descripción estructural, la cresta del acuífero plegado (Z_{cima}) está a una profundidad de 2730 m, mientras que uno de sus flancos (Z_{base}) se extiende hasta los 3500 m. El comportamiento del exceso de presión de las lutitas inferiores, correspondientes a la zona de expansión de fluidos, se ajusta a la recta $u_l^*(Z) = 312.4Z + 618.8$, con un coeficiente de determinación (R^2) de 0.8254. Con la información anterior, estimo que el exceso de presión en el acuífero (u_a^*) es de 320.8 kg/cm² y la profundidad del centroide está a 3115 m. La **Figura 6.18** proporciona una representación gráfica de lo descrito anteriormente.

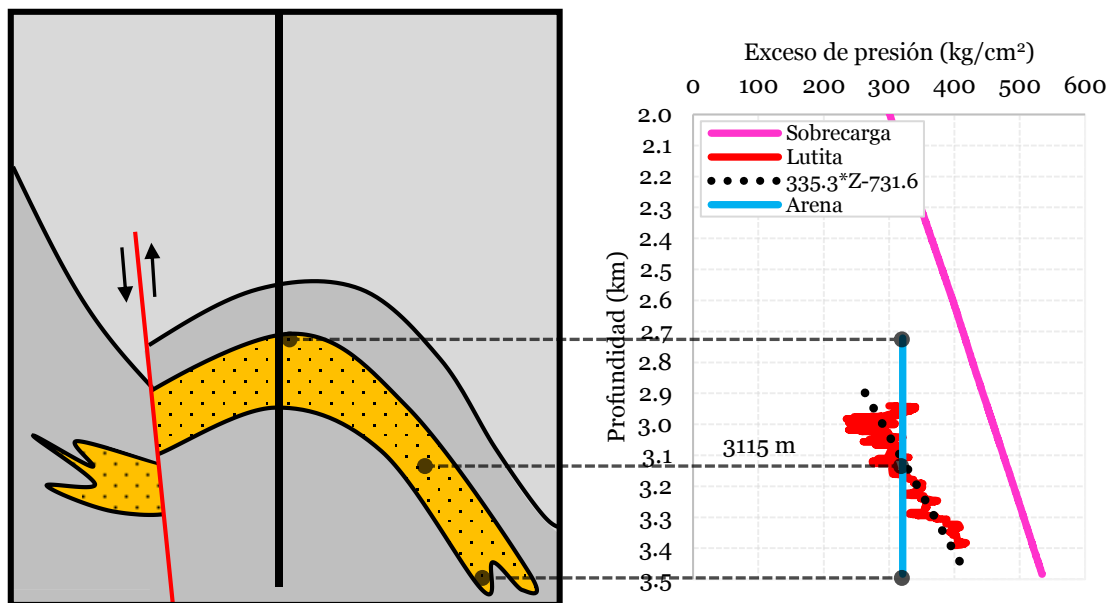


Figura 6.18 Diagrama de la transferencia lateral de presión ejercida en el compartimento II y estimación de la profundidad de centroide aplicando el concepto del exceso de presión.

Tabla 11 Modelos utilizados para estimar la presión anormal en el pozo W-1A.

Zona	Profundidad (m)	Mecanismo	Ecuación
Hidrodinámica (B)	0 - 2115	Presión hidrostática	$P_p = \frac{\rho_w Z}{10}$
Transición (C)	2115 - 2250	Desequilibrio en la compactación	$P_p = S - \sigma_n \left(\frac{\Delta T_n}{\Delta T_o} \right)^3$
	2250 - 2565	Columna de gas	$P_p = P_z - \frac{\rho_g Z}{10}$
Geopresionada (D)	2565 - 2730	Desequilibrio en la Compactación	$P_p = S - \sigma_n \left(\frac{\Delta T_n}{\Delta T_o} \right)^3$
	2730 - 2940	Transferencia lateral	$P_p = \frac{\int_{Z_{base}}^{Z_{cima}} u_i^*(Z) dZ}{(Z_{cima} - Z_{base})} + P_h$
	2940 - 3500	Expansión de fluidos	$P_p = S - \sigma_n \left(\frac{\Delta T_n}{\Delta T_o} \right)^5$

6.9 Relación de aspecto del poro

La relación de aspecto se calculó siguiendo el diagrama de flujo presentado en la Figura 5.4 de la sección 5.3. Con el objetivo de cumplir con los criterios de la función objetivo (OF), se consideraron únicamente los intervalos en los que se disponía de lecturas de velocidad (V_p) y densidad (ρ_b). Además, se definió que $W_p = 1$ y $W_s = 0$ porque no se cuenta con lecturas de velocidad de corte (V_s). Los valores iniciales de los módulos elásticos para cada intervalo se muestran en la **Tabla 12**, además se fijó un error relativo $e_r = 0.001$. Se consideró que el tipo de fluido alojado en los poros es agua para la zona de compactación normal y gas en la zona de expansión de fluidos. Con el modelo de Mori-Tanaka se evaluaron los módulos efectivos. La **Figura 6.19** muestra que los módulos elásticos se apegan dentro de los límites de Hashin y Shtrikman, por lo tanto, los resultados son lógicos.

Tabla 12 Valores iniciales definidos para el cálculo de la relación de aspecto.

Zona	K_m (GPa)	μ_m (GPa)	ρ_m (gr/cm ³)	V_{pm} (m/s)	K_i (GPa)	μ_i (GPa)	ρ_i (gr/cm ³)	V_{pi} (m/s)
Compactación normal (800 - 1900 m)	73	32	2.71	6540	2.25	0	1.07	1647
Expansión de fluidos (3000 - 3500)	73	32	2.71	6540	0.4	0	0.6334	900

Nota. Valores de K , μ y V_p tomados de Schön (2015).

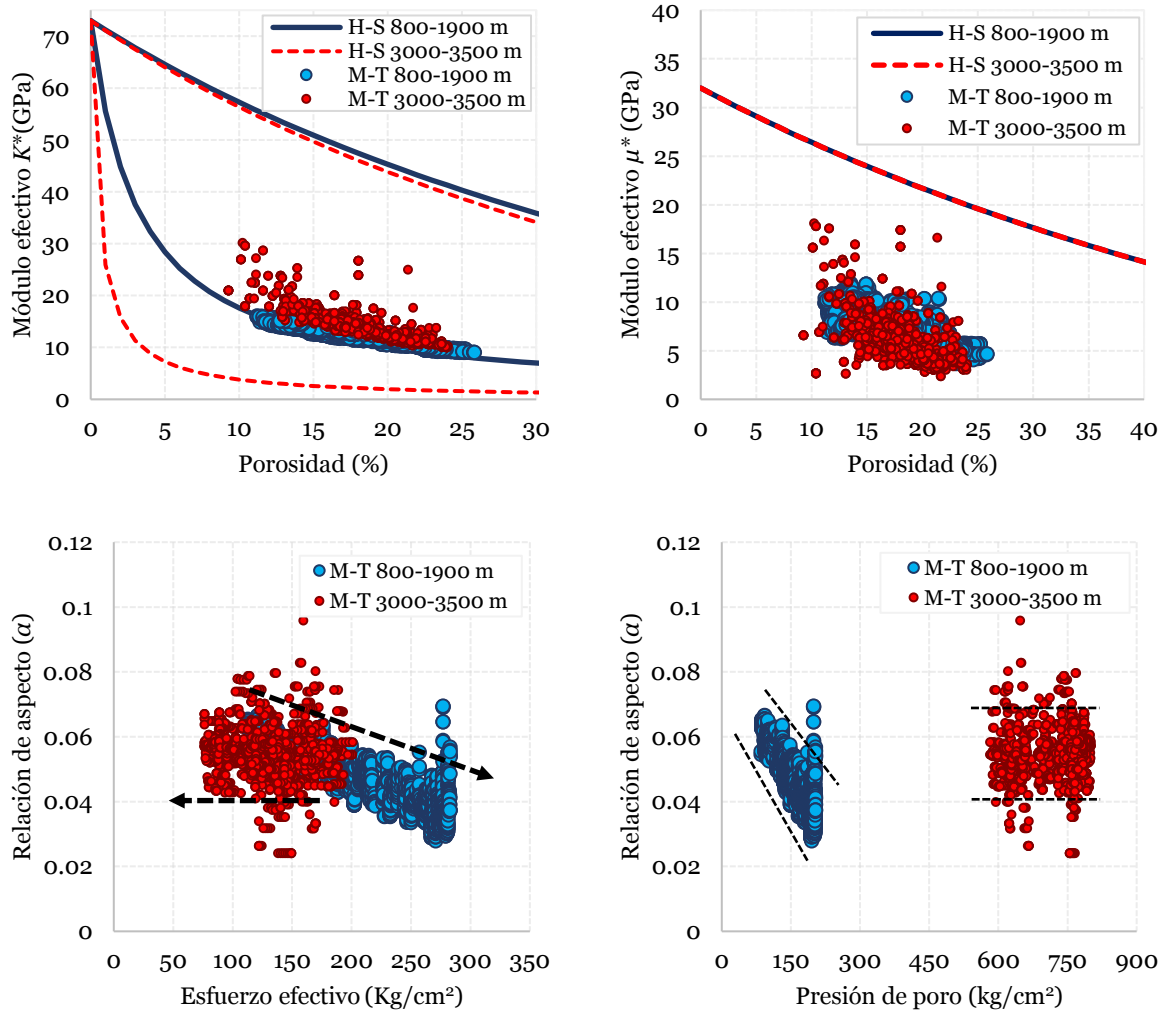


Figura 6.19 Diagrama de los módulos efectivos y relación de aspecto calculada para las zonas de compactación normal (círculos azules) y expansión de fluidos (círculos rojos).

6.10 Resultados

La **Figura 6.20** muestra el cálculo de presión, marco estratigráfico secuencial y la granoclasificación para el pozo W-1A. La metodología utilizada permitió establecer que la secuencia estratigráfica está conformada por tres sellos y dos compartimentos. La presión anormal en los sellos superiores (I y II) se origina debido al desequilibrio en la compactación, mientras que en el sello inferior (III) se debe a la expansión de fluidos.

Por otro lado, la presión en el compartimento superior (I) es ocasionada por el almacenamiento de gas, mientras que en el compartimento inferior que almacena agua (II) se origina por la transferencia lateral de presión. Además, la presión se desarrolla según el tipo de roca presente. En los sellos la presión se rige por la mecánica de la compactación descrita en el principio de Terzagui y Peck, mientras que en los compartimentos, la presión aumenta a un ritmo equivalente al peso ejercido por la densidad del fluido almacenado.

Como se puede observar en la Figura 6.20, el marco estratigráfico secuencial es de gran importancia, ya que permite visualizar la relación que existe entre la dinámica de la sedimentación y el desarrollo de la presión de poro anormal. Los sellos con mayor impacto se originan en secuencias dominadas por ciclos retrogradacionales de varias decenas de metros. El final de estos ciclos está marcado por una superficie de inundación máxima o un límite de secuencia, y se caracterizan por un arreglo de clastos granodecreciente (intervalos cafés en el registro de rayos gamma). Por otro lado, las arenas compartimentadas se forman en los intervalos donde los ciclos retrogradacionales son escasos y además existe un aumento persistente en el tamaño de los clastos (intervalos amarillos en el registro de rayos gamma)

Para validar la precisión del cálculo, se integraron los eventos reportados durante la perforación (entrada de agua o gas y pérdidas de circulación) así como la densidad del lodo usada. En el compartimento I, se observó una pérdida de circulación en la base (triángulos verdes). Es importante destacar las pérdidas de circulación no solo pueden estar asociadas con la formación de fracturas debido al peso excesivo del lodo de perforación, sino también con la existencia de zonas permeables. En el

compartimento II, se registraron influjos de agua cerca de la cima. Esto se debe a que la transferencia lateral ejerce una presión superior a la que existe en el sello II, por lo tanto, existe un aporte de presión desde la arena hacia la lutita. En el caso del sello III la presión estimada se ajusta adecuadamente a las gasificaciones registradas durante la perforación, por lo tanto, el mecanismo de expansión de fluidos previamente diagnosticado es correcto.

En resumen, la integración del marco estratigráfico secuencial, análisis de electrofacies e identificación de los mecanismos de presión anormal, permitieron identificar el tipo de roca presente y seleccionar el modelo adecuado para estimar la presión de poro. Una evaluación adecuada se basa en el uso justificado de ecuaciones.

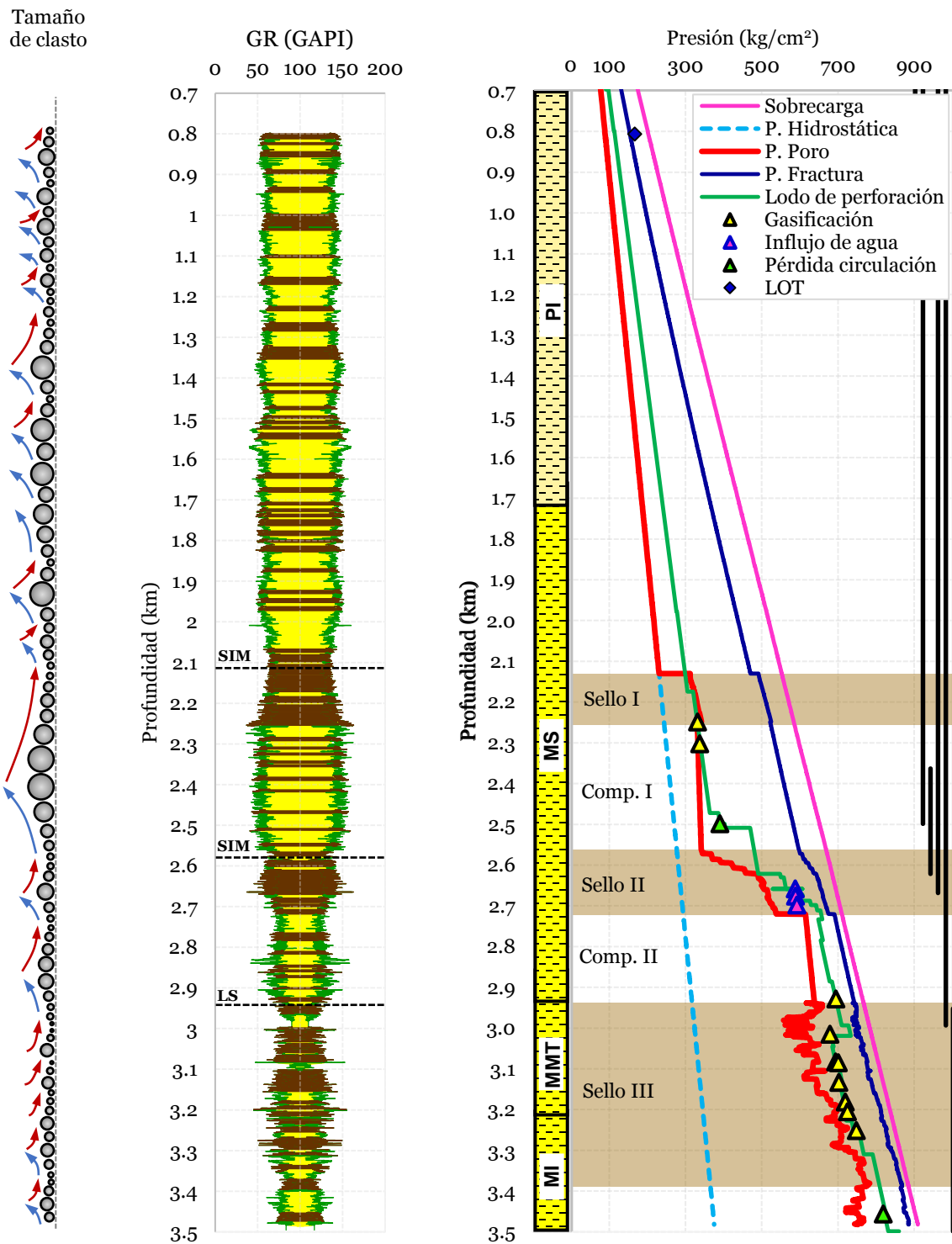


Figura 6.20 Granoclasificación, marco estratigráfico secuencial y evaluación de la presión de poro en el pozo W-1A. Se muestra la presión en los sellos (I, II y III) y compartimentos (I y II).

Discusión

A continuación, se discuten algunas observaciones relevantes que se desprenden de la evaluación de la presión de poro realizada en la sección anterior:

1) Impacto del marco estratigráfico secuencial en el análisis de la presión

Una debilidad del método de la línea base de lutitas es que, comúnmente, no se considera algún criterio teórico o metodológico para definir el valor asignado a la línea que marca la división entre arenas y lutitas. Además, se asume que el valor de rayos gamma correspondiente a las lutitas es constante en toda la secuencia estratigráfica (Zhang et al., 2020). Esto es perjudicial, ya que implica que los valores filtrados de rayos gamma pierdan su significado geológico y no sean útiles para determinar la distribución de los estratos.

En contraste, la selección de los valores de lutita mediante la identificación de las parasecuencias retrogradacionales se basa en la capacidad del registro de rayos gamma para reflejar la granoclasificación. Esto permite visualizar las secuencias susceptibles a formar sellos (lutitas) o compartimentos (arenas), ya que se enfatizan los intervalos donde existen ciclos continuos de parasecuencias retrogradacionales, los cuales son capaces de formar rocas sello (GR en la Figura 6.20). Además, esta técnica permite identificar las lecturas de tiempo de tránsito perteneciente a las lutitas (Figura 6.6). Los resultados obtenidos en el caso de aplicación (Figura 6.20) demuestran que puede ser una metodología alternativa válida a la técnica de la línea base de lutitas.

En la sección 6.6 se demuestra cómo la presión anormal está relacionada no solo con el comportamiento del tiempo de tránsito, sino también con los patrones de apilamiento observados en los rayos gamma, conocidos como electrofacies. En las

lutitas, la presión anormal se identifica como un aumento (en diferentes grados) del tiempo de tránsito y se origina en un conjunto de parasecuencias retrogradacionales (electrofacies de campana) (Figura 6.10, Figura 6.12 y Figura 6.15). Por otro lado, en las arenas compartimentadas, la presión anormal se identifica como una regresión del tiempo de tránsito y se origina en electrofacies simétricas (progradaciones/retrogradaciones), que están limitados por parasecuencias retrogradacionales que sirven como sello (Figura 6.10 y Figura 6.13).

Es importante señalar que, aunque dentro de las arenas compartimentadas puede haber capas formadas por retrogradaciones, no cuentan con el espesor suficiente para formar sellos competentes. De acuerdo con Rider (1996), las tendencias con tan solo unos pocos metros de espesor generalmente carecen de importancia geológica. En contraste, se observa que la formación de sellos requiere la presencia de ciclos de parasecuencias retrogradacionales con una extensión de decenas o cientos de metros (Figura 6.20).

Las observaciones anteriores son importantes, ya que contribuyen a establecer con mayor precisión el tipo de roca que predomina a determinada profundidad, ya sea lutita o arena. Estas precisiones son especialmente relevantes cuando se estudian ambientes estructuralmente complejos, caracterizados por la presencia de arenas sobrepresionada, como se observó en el pozo W-1A. Por ejemplo, en un estudio reciente elaborado por Consuegra (2021), se menciona que la transferencia lateral de presión en las arenas no se puede identificar mediante los registros del pozo. Sin embargo, tal como se discutió en el párrafo anterior y en la sección 6.6, es posible inferir este mecanismo mediante la caracterización de las electrofacies típicas de las rocas permeables, el marco estratigráfico secuencial y el conocimiento de la deformación estructural de la región.

Otra ventaja de incorporar los patrones de apilamiento es la capacidad de identificar incrementos en el tiempo de tránsito que no están relacionados con zonas de presión anormal. Por ejemplo, el análisis mediante la técnica de combinación de curvas para el intervalo de 1950 a 2030 m, indica que se trata de una zona de presión anormal formada por el desequilibrio en la compactación (aumento de Δt /disminución

de resistividad) (Figura 6.5 y Figura 6.9). Sin embargo, su comportamiento en el gráfico de $\rho - V_p$ se asemeja a la descarga elástica (Figura 6.8). Aunque ambas técnicas difieren en el tipo de mecanismo involucrado, en ambos casos se concluye que es un intervalo de presión anormal. Contrario a esto, existen varios factores que permiten descartar la presencia de algún mecanismo de sobrepresión. En primer lugar, la profundidad y temperatura registradas (<70 °C) no concuerdan con las condiciones necesarias de una descarga elástica causada por la expansión de fluidos. Además, desde el punto de vista estructural, la falla inversa localizada en el flanco oriental no se extiende hasta esa profundidad, lo que también descarta la posibilidad de una transferencia vertical de presión. Mas importante aún, el análisis de electrofacies indica que se trata de una secuencia formada por un ciclo progradacional con una extensión de 150 metros, lo que sugiere que existió un considerable aumento en el depósito de sedimentos gruesos en esa zona (zona potencialmente permeable).

La evidencia anterior permite concluir que el comportamiento observado en los registros de pozo en el intervalo de 1950 a 2030 m no está asociado a la presión anormal sino a un cambio gradual en el tamaño de los sedimentos depositados que dio origen a la formación de una secuencia granocreciente. El aparente comportamiento de presión anormal puede explicarse a partir de las características petrofísicas de cada tipo de clasto depositado. Partiendo del ciclo progradacional observado en los rayos gamma, se asume que se trata de una secuencia granocreciente, donde las partículas de menor tamaño (arcillas) se encuentran en la base y las de mayor tamaño (arenas) en el techo (Figura 6.9). El aumento del tiempo de tránsito se debe a que las arcillas tienen mayor contenido de agua en su estructura interna, lo que tiende a retardar la velocidad sónica (consultar Figura 3.8). Por otro lado, la disminución en la densidad está asociada al cambio gradual en la proporción de los sedimentos depositados, ya que la densidad de la lutita (~ 2.61 gr/cm³) suele ser menor a la de la de arena (~ 2.65 gr/cm³) (Rider, 1996). Por lo tanto, el incremento acelerado del tiempo de tránsito (disminución de V_p) y la disminución de la densidad no solo pueden estar relacionados con una zona de presión anormal, sino también con la formación de un estrato granocreciente producto de ciclos progradacionales.

Pese a las idealizaciones del método, la discusión de los puntos anteriores resalta la importancia de asociar el marco estratigráfico secuencial al análisis de presión de poro, pues permite identificar la distribución litológica para seleccionar las ecuaciones de cálculo adecuadas para cada litología.

2) Relación entre la tendencia de compactación normal y el exponente de Eaton

Para evitar una sobrestimación de la presión de poro en las lutitas, se ha sugerido que a lo largo de la Costa del Golfo mexicana es pertinente utilizar un valor de $n = 0.3$ en el modelo de Eaton (Velázquez Cruz et al., 2017; Velázquez Cruz y Espinosa Castañeda, 2006). No obstante, los resultados de la evaluación para el pozo W-1A (Figura 6.20) demuestran que el uso de los exponentes propuestos por Bowers (1995) para cada mecanismo de presión anormal proporcionan una estimación adecuada. En este caso, se utilizó $n = 3$ para el desequilibrio en la compactación y $n = 5$ para la expansión de fluidos.

Es cierto que el exponente de Eaton debe ajustarse a las condiciones geológicas locales, pero es importante considerar que su valor dependerá en gran medida de los criterios considerados durante el proceso de la evaluación de las geopresiones (consultar sección 4.4.1), así como del mecanismo de presión anormal presente. Uno de los factores con mayor impacto es el modelo utilizado para definir la tendencia de compactación normal. Aún en las metodologías recientes se utiliza con mayor frecuencia la ecuación semilogarítmica ($\Delta t_0 e^{-z/b}$) (Shaker, 2019; Suwannasri et al., 2014; Velázquez Cruz et al., 2020; Wessling et al., 2013); sin embargo, tal como se discute en la sección 4.3, este modelo no considera el límite de la compactación con respecto a la profundidad, es decir $\lim_{Z \rightarrow \infty} \Delta t_n(Z) = \Delta t_m$; lo que resulta en un tiempo de tránsito igual a cero cuando $Z \rightarrow \infty$. Como consecuencia, se genera una separación excesiva entre la tendencia de compactación normal y los valores del registro (Figura 6.7). Este efecto exige una reducción al valor del coeficiente de Eaton para evitar una sobreestimación de la presión de poro.

Aunque el valor del coeficiente de determinación (R^2) obtenido por el modelo semilogarítmico fue ligeramente superior al conseguido por el modelo de Chapman

para el pozo W-1A (Tabla 8), es importante considerar que un valor elevado de R^2 no siempre garantiza la obtención de estimadores precisos. Por lo tanto, no debe perderse de vista la relevancia lógica o teórica que tiene la variable explicativa (Z) sobre la variable respuesta (Δt).

Con base en lo expuesto anteriormente, se sugiere utilizar el modelo de Chapman para definir la tendencia de compactación normal, ya que se considera los límites de la compactación mecánica de las rocas siliciclásticas. Además, es importante tener en cuenta que el valor asignado al exponente en la ecuación de Eaton está sujeto a criterios importantes, como el mecanismo de presión anormal presente y el modelo utilizado para trazar la tendencia de compactación normal.

3) Comportamiento de la relación de aspecto en los mecanismos de presión anormal

La relación de aspecto calculada (Figura 6.19) muestra que los poros de los intervalos estudiados se encuentran dentro del rango de los “poros de conexión”, según la clasificación de Bowers y Katsube (2001) (consultar Tabla 2), los cuales se caracterizan por ser susceptibles a experimentar un rebote elástico.

Similar a los diagramas de Bowers (Figura 2.16), la gráfica de la relación de aspecto contra el esfuerzo efectivo demuestra ser de utilidad para identificar los mecanismos de presión anormal. La Figura 6.19 revela que el tamaño de los poros en la zona de compactación normal está dominado por la sobrecarga, pues la relación de aspecto disminuye linealmente (los poros se aplanan) a medida que aumenta el esfuerzo efectivo (círculos azules en la Figura 6.19). Por el contrario, en la zona de expansión de fluidos (círculos rojos en la Figura 6.19) la relación de aspecto se mantiene dentro de un intervalo relativamente constante a pesar de la reducción del esfuerzo efectivo. Es importante resaltar que la relación de aspecto en la zona de la expansión de fluidos toma valores elevados (considerando su profundidad). Esto refuerza la idea de que los poros tienen la capacidad de experimentar un rebote elástico o ensanchamiento debido a la presión anormal.

Debido a que no se dispone de datos en los intervalos donde está presente el desequilibrio en la compactación, no fue posible determinar la relación de aspecto de los poros en esta zona. Sin embargo, siguiendo el razonamiento basado en los gráficos de Bowers, se espera que el desequilibrio en la compactación se refleje sobre la tendencia de la compactación normal, pero en dirección opuesta.

Conclusiones

La selección de los ciclos de parasecuencias retrogradacionales en el registro de rayos gamma, es una técnica que permite identificar los intervalos de profundidad dominados por una litología lutítica, modelar la tendencia de compactación normal y, a diferencia de la técnica de la línea base de lutitas, determinar la distribución litológica general (lutitas y areniscas) de la secuencia estratigráfica.

La presión anormal está directamente relacionada con el tipo de parasecuencias formadas y la tendencia del tiempo de tránsito. En el caso de las lutitas, la presión anormal se puede identificar como aquel intervalo en el que se observa un aumento del tiempo de tránsito y el registro de rayos gamma exhibe electrofacies con forma de campana (parasecuencias retrogradacionales). Por otro lado, en las arenas compartimentadas, la presión anormal se identifica como el intervalo en el que se presenta una regresión del tiempo de tránsito y el registro de rayos gamma refleja una electrofacie simétrica (progradaciones y retrogradaciones). En una secuencia plegada, estas relaciones permiten inferir la existencia de estratos capaces de presentar la transferencia lateral de presión.

Las secuencias granocrecientes formadas por ciclos de parasecuencias progradacionales, pueden exhibir un comportamiento de tiempo de tránsito y resistividad similar al observado en las zonas de presión anormal. Con el fin de evitar una sobreestimación de la presión de poro, resulta fundamental identificar el tipo de parasecuencia asociado al comportamiento de los registros de pozo antes de aplicar las ecuaciones para el cálculo de la presión.

La correlación entre el marco estratigráfico secuencial y el tiempo de tránsito permite identificar los estratos que han experimentado un mayor grado de compactación, lo que a su vez permite caracterizar cualitativamente las facies de alta y baja permeabilidad. Este análisis permite mejorar la estimación de la presión de poro al establecer el tipo de litología presente.

La evaluación de la presión de poro requiere del acoplamiento de distintos modelos matemáticos, ya que el desarrollo de la presión en una cuenca puede ser causado por la presencia de múltiples mecanismos de presión anormal. Por lo tanto, es indispensable emplear metodologías para identificar el origen de la presión anormal.

El diagrama de la relación de aspecto de los poros (α) contra el esfuerzo efectivo de la roca (σ_e), es un método empírico que permite determinar el origen de la presión anormal en las lutitas. En este diagrama, la compactación normal se caracteriza por reflejar una reducción lineal de la relación de aspecto a medida que incrementa el esfuerzo efectivo. Mientras que, en la presión anormal ocasionada por la expansión de fluidos, la relación de aspecto se mantiene constante a medida que el esfuerzo efectivo disminuye.

Referencias

- Alabere, A. O., y Akangbe, O. K. (2021). Pore pressure prediction in Niger Delta high pressure, high temperature (HP/HT) domains using well logs and 3D seismic data: a case study of X-field, onshore Niger Delta. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 11, 3747–3758. <https://doi.org/10.1007/s13202-021-01264-5>
- Athy, L. F. (1930). Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. *AAPG Bulletin*, 14(1), 1–24. <https://doi.org/10.1306/3D93289E-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- Bartetzko, A., Wessling, S., Tesch, P., Lautenschläger, U., Andonof, L., y Broadhead, D. (2012, marzo). Uncertainty quantification of real-time pore pressure models caused by normal compaction trend line setting. *IADC/SPE Drilling Conference and Exhibition*. <https://doi.org/10.2118/151130-MS>
- Beaumont, E. A., y Fiedler, F. (1999). Formation fluid pressure and its application. En *Exploring for Oil and Gas Traps* (Vol. 3). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/TRHBK624C5>
- Bjorkum, P. A., y Nadeau, P. H. (1998). Temperature controlled porosity/permeability reduction, fluid migration, and petroleum exploration in sedimentary basins. *The APPEA Journal*, 38(1), 453–465. <https://doi.org/10.1071/AJ97022>
- Bjørlykke, K., Chuhan, F., Kjeldstad, A., Gundersen, E., Lauvrak, O., y Høeg K. (2004). Modelling of sediment compaction during burial in sedimentary basins. En *Coupled thermo-hydro-mechanical-chemical processes in geo-systems*

-
- fundamentals, modelling, experiments and applications* (1a ed., Vol. 2, pp. 699–708). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1571-9960\(04\)80121-6](https://doi.org/10.1016/S1571-9960(04)80121-6)
- Bowers, G. L. (1995). Pore pressure estimation from velocity data: accounting for overpressure mechanisms besides undercompaction. *SPE Drilling & Completion*, 10(2), 89–95. <https://doi.org/10.2118/27488-PA>
- Bowers, G. L. (2001). Determining an appropriate pore-pressure estimation strategy. *Offshore Technology Conference*. <https://doi.org/10.4043/13042-MS>
- Bowers, G. L. (2002). Detecting high overpressure. *The Leading Edge*, 21(2), 174–177. <https://doi.org/10.1190/1.1452608>
- Bowers, G. L., y Katsube, T. J. (2001). The role of shale pore structure on the sensitivity of wire-line logs to overpressure. En *Pressure regimes in sedimentary basins and their prediction* (Vol. 76, Número 76, pp. 43–60). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M76870C5>
- Bruce, B., y Bowers, G. (2002). Pore pressure terminology. *The Leading Edge*, 21(2), 170–173. <https://doi.org/10.1190/1.1452607>
- Carcione, J. M., Gei, D., Picotti, S., Qadrouh, A. N., Alajmi, M., y Ba, J. (2022). Rock acoustics of diagenesis and cementation. *Pure and Applied Geophysics*, 179(5), 1919–1934. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03016-w>
- Catuneanu, O. (2020). Sequence stratigraphy. En N. Scarselli, J. Adam, D. Chiarella, D. G. Roberts, y A. W. Bally (Eds.), *Regional geology and tectonics* (2a ed., pp. 605–686). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00021-3>
- Catuneanu, O. (2022). *Principles of sequence stratigraphy* (2a ed.). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53353-1.01001-4>
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St. C., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Nummedal, D., ... Winker, C. (2009). Towards the

standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92(1–2), 1–33.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>

Chapman, R. E. (1983). Compaction of sediment and sedimentary rocks, and its consequences. En *Developments in petroleum science* (Vol. 16, Número C, pp. 41–65). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0376-7361\(08\)70087-6](https://doi.org/10.1016/S0376-7361(08)70087-6)

Coe, A. L., Bosence, D. W. J., Church, K. D., Flint, S. S., Howell, J. A., y Wilson, R. C. L. (2003). Sequence stratigraphy. En *The sedimentary record of sea-level change* (1a ed., pp. 57–98). Cambridge University Press.

Consuegra, J. F. (2021). Pore Pressure prediction in sandstone using a lateral transfer approach. En *SPE/IADC Middle East Drilling Technology Conference and Exhibition*. <https://doi.org/10.2118/202096-MS>

Dasgupta, T., y Mukherjee, S. (2020). *Sediment compaction and applications in petroleum geoscience* (1a ed.). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-13442-6>

Dodson, J. k. (2004, enero 1). Gulf of Mexico “trouble time” creates major drilling expenses. *Offshore*. <https://www.offshore-mag.com/drilling-completion/article/16756938/gulf-of-mexico-trouble-time-creates-major-drilling-expenses>

Eaton, B. A. (1975, septiembre). The equation for geopressure prediction from well logs. *Fall Meeting of the Society of Petroleum Engineers of AIME*. <https://doi.org/10.2118/5544-MS>

Fertl, W. H. (1976). *Abnormal formation pressures: implications to exploration, drilling, and production of oil and gas resources* (Vol. 2). Elsevier.

Flemings, P. B. (2021). *A concise guide to geopressure: origin, prediction, and applications*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781107326309>

-
- Flemings, P. B., Stump, B. B., Finkbeiner, T., y Zoback, M. (2002). Flow focusing in overpressured sandstones: theory, observations, and applications. *American Journal of Science*, 302(10), 827–855. <https://doi.org/10.2475/AJS.302.10.827>
- Gao, B., y Flemings, P. B. (2017). Pore pressure within dipping reservoirs in overpressured basins. *Marine and Petroleum Geology*, 80, 94–111. <https://doi.org/10.1016/J.MARPETGEO.2016.11.014>
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., y Gregory, A. R. (1974). Formation velocity and density—the diagnostic basics for stratigraphic traps. *GEOPHYSICS*, 39(6), 770–780. <https://doi.org/10.1190/1.1440465>
- Hantschel, T., y Kauerauf, A. I. (2009). *Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling*. Springer Berlin, Heidelberg.
- Hashin, Z., y Shtrikman, S. (1963). A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11(2), 127–140. [https://doi.org/10.1016/0022-5096\(63\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0022-5096(63)90060-7)
- Hedberg, H. D. (1936). Gravitational compaction of clays and shales. *American Journal of Science*, s5-31(184), 241–287. <https://doi.org/10.2475/ajs.s5-31.184.241>
- Hoesni, M. J. (2004). *Origins of overpressure in the Malay Basin and its influence on petroleum systems* [Durham University]. <http://etheses.dur.ac.uk/1755/>
- Holand, P., y Skalle, P. (2001). *Deepwater kicks and BOP performance*. <https://www.bsee.gov/sites/bsee.gov/files/tap-technical-assessment-program/383aa.pdf>
- Hottmann, C. E., y Johnson, R. K. (1965). Estimation of formation pressures from log-derived shale properties. *Journal of Petroleum Technology*, 17(6), 717–722. <https://doi.org/10.2118/1110-PA>
- Hubbert, K. M., y Rubey, W. W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70(2), 115–166. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1959\)70\[115:ROFPIM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1959)70[115:ROFPIM]2.0.CO;2)

-
- Iyoho, A. W., Meize, R. A., Millheim, K. K., y Crumrine, M. J. (2005). Lessons From Integrated Analysis of GOM Drilling Performance. *SPE Drill & Compl*, 20(1), 6–16. <https://doi.org/10.2118/97464-PA>
- J. Tarbuck, E., K. Lutgens, F., y Tasa, D. (2013). *Ciencias de la tierra: una introducción a la geología física* (10a ed.). PEARSON EDUCACION.
- Katahara, K. (2006). Overpressure and shale properties: stress unloading or smectite-illite transformation? En *SEG technical program expanded abstracts 2006* (Número 1, pp. 1520–1524). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.2369809>
- Kumar, N. (1979). Thickness of removed sedimentary rocks, paleopore pressure, and paleotemperature, southwestern part of western Canada Basin: discussion. *AAPG Bulletin*, 63(5), 812–814. <https://doi.org/10.1306/2F9182F2-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Kuster, G. T., y Toksöz, M. N. (1974). Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media. *GEOPHYSICS*, 39(5), 587–606. <https://doi.org/10.1190/1.1440450>
- Lahann, R. W., y Swarbrick, R. E. (2011). Overpressure generation by load transfer following shale framework weakening due to smectite diagenesis. *Geofluids*, 11(4), 343–400. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2011.00350.x>
- Magara, K. (1976). Thickness of removed sedimentary rocks, paleopore pressure, and paleotemperature, southwestern part of western Canada Basin. *AAPG Bulletin*, 60(4), 554–565. <https://doi.org/10.1306/83D92401-16C7-11D7-8645000102C1865D>
- Mavko, G., Mukerji, T., y Dvorkin, J. (2020). *The rock physics handbook* (3a ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108333016>
- Milton, N. J., y Emery, D. (1996). Outcrop and well data. En *Sequence stratigraphy* (1a ed., pp. 61–79). Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1002/9781444313710.ch4>
- Mondol, N. H., Bjørlykke, K., Jahren, J., y Høeg, K. (2007). Experimental mechanical compaction of clay mineral aggregates—Changes in physical properties of

-
- mudstones during burial. *Marine and Petroleum Geology*, 24(5), 289–311. <https://doi.org/10.1016/J.MARPETGEO.2007.03.006>
- Mori, T., y Tanaka, K. (1973). Average stress in matrix and average elastic energy of materials with misfitting inclusions. *Acta Metallurgica*, 21(5), 571–574. [https://doi.org/10.1016/0001-6160\(73\)90064-3](https://doi.org/10.1016/0001-6160(73)90064-3)
- Mouchet, J. P., y Mitchell, A. (1989). *Abnormal pressures while drilling: origins, prediction, detection, evaluation*. Editions Technip.
- Nooraiepour, M., Mondol, N. H., Hellevang, H., y Bjørlykke, K. (2017). Experimental mechanical compaction of reconstituted shale and mudstone aggregates: Investigation of petrophysical and acoustic properties of SW Barents Sea cap rock sequences. *Marine and Petroleum Geology*, 80, 265–292. <https://doi.org/10.1016/J.MARPETGEO.2016.12.003>
- Nordgård Bolås, H. M., Hermanrud, C., y Teige, G. M. G. (2004). Origin of overpressures in shales: constraints from basin modeling. *AAPG Bulletin*, 88(2), 193–211. <https://doi.org/10.1306/10060302042>
- Nwozor, K. K., Onuorah, L. O., Onyekuru, S. O., y Egbuachor, C. J. (2017). Calibration of Gardner coefficient for density–velocity relationships of tertiary sediments in Niger Delta Basin. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 7, 627–635. <https://doi.org/10.1007/s13202-017-0313-7>
- O'Connor, S., Swarbrick, R., y Lahann, R. (2011). Geologically-driven pore fluid pressure models and their implications for petroleum exploration. Introduction to thematic set. *Geofluids*, 11(4), 343–348. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2011.00354.x>
- Osborne, M. J., y Swarbrick, R. E. (1997). Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *AAPG Bulletin*, 81(6), 1023–1041. <https://doi.org/10.1306/522B49C9-1727-11D7-8645000102C1865D>

-
- Revil, A., Grauls, D., y Brévert, O. (2002). Mechanical compaction of sand/clay mixtures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), ECV-11. <https://doi.org/10.1029/2001JB000318>
- Rider, M. H. (1996). *The geological interpretation of well logs* (2a ed.). Rider-French Consulting Limited.
- Schön, J. H. (2015). *Physical properties of rocks: a workbook* (2a ed., Vol. 8). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1567-8032\(11\)08012-8](https://doi.org/10.1016/S1567-8032(11)08012-8)
- Serra, O., y Abbott, H. T. (1982). The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy. *SPE Journal*, 22(1), 117–131. <https://doi.org/10.2118/9270-PA>
- Shaker, S. S. (2002a). Causes of disparity between predicted and measured pore pressure. *The Leading Edge*, 21(8), 756–760. <https://doi.org/10.1190/1.1503188>
- Shaker, S. S. (2002b). Sequence stratigraphy: key to geopressure profile assessment. *CSEG Recorder*, 27(7). <https://csegrecorder.com/articles/view/sequence-stratigraphy-key-to-geopressure-profile-assessment>
- Shaker, S. S. (2004). Trapping vs. breaching seals in salt basins: a case history of Macaroni and Mt. Massive, Auger Basin, Gulf of Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 54, 647–654.
- Shaker, S. S. (2005). Geopressure centroid: perception and pitfalls. En *SEG technical program expanded abstracts 2005* (pp. 1247–1249). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.2147910>
- Shaker, S. S. (2007). Calibration of geopressure predictions using the normal compaction trend: perception and pitfall. *CSEG Recorder*, 32(1), 29–35.
- Shaker, S. S. (2012). Reservoir vs. seal pressure gradients: perception and pitfalls based on case histories from the Gulf of Mexico. *CSEG Recorder*, 37(4), 33–44.
- Shaker, S. S. (2015a). A new approach to pore pressure predictions generation, expulsion and retention trio: case histories. *CSEG Recorder*, 40(1), 1–19.

<https://csegrecorder.com/articles/view/a-new-approach-to-pore-pressure-predictions>

Shaker, S. S. (2015b). Velocity for pore pressure prediction modeling. En *SEG technical program expanded abstracts 2015* (pp. 1797–1801). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/SEGAM2015-5844272.1>

Shaker, S. S. (2019). Pore pressure prediction before and during drilling applying the four zones method. *Artículo presentado en Annual Offshore Technology Conference*. <https://doi.org/10.4043/29517-MS>

Slatt, R. M. (2013). Basics of sequence stratigraphy for reservoir characterization. En *Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists, and engineers: origin, recognition, initiation, and reservoir quality* (2a ed., Vol. 61, pp. 203–228). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-56365-1.00005-5>

Suwannasri, K., Promrak, W., Utitsan, S., Chaisomboonpan, V., Groot, R. J., Sognnes, H. I., y Morley, C. K. (2014). Reducing the variation of Eaton's exponent for overpressure prediction in a basin affected by multiple overpressure mechanisms. *Interpretation*, 2(1), SB57–SB68. <https://doi.org/10.1190/INT-2013-0100.1>

Swarbrick, R. E. (2012). Review of pore-pressure prediction challenges in high-temperature areas. *The Leading Edge*, 31(11), 1288–1294. <https://doi.org/10.1190/tle31111288.1>

Swarbrick, R. E., y Osborne, M. J. (1998). Mechanisms that generate abnormal pressures: an overview. En *Abnormal pressures in hydrocarbon environments* (Vol. 70, pp. 13–34). American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M70615C2>

Terzaghi, K. (1923). Die Berechnung der Durchlässigkeitsziffer des Tones aus Dem Verlauf der Hydrodynamischen Spannungserscheinungen Akademie der Wissenschaften in Wien. *Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 132, 125–138.

-
- Terzaghi, K., y Peck, R. B. (1948). *Soil mechanics in engineering practice*. John Wiley & Sons.
- Tingay, M. R. P. (2003). *In situ stress and overpressures of Brunei Darussalam* [The University of Adelaide].
<https://digital.library.adelaide.edu.au/dspace/handle/2440/50818>
- Tingay, M. R. P., Hillis, R. R., Morley, C. K., Swarbrick, R. E., y Okpere, E. C. (2003). Variation in vertical stress in the Baram Basin, Brunei: tectonic and geomechanical implications. *Marine and Petroleum Geology*, 20(10), 1201–1212.
<https://doi.org/10.1016/J.MARPETGEO.2003.10.003>
- Tingay, M. R. P., Hillis, R. R., Swarbrick, R. E., Morley, C. K., y Damit, A. R. (2007). ‘Vertically transferred’ overpressures in Brunei: evidence for a new mechanism for the formation of high-magnitude overpressure. *Geology*, 35(11), 1023–1026.
<https://doi.org/10.1130/G23906A.1>
- Tingay, M. R. P., Hillis, R. R., Swarbrick, R. E., Morley, C. K., y Damit, A. R. (2009). Origin of overpressure and pore-pressure prediction in the Baram province, Brunei. *AAPG Bulletin*, 93(1), 51–74. <https://doi.org/10.1306/08080808016>
- van Ruth, P., Hillis, R., y Tingate, P. (2004). The origin of overpressure in the Carnarvon Basin, Western Australia: implications for pore pressure prediction. *Petroleum Geoscience*, 10(3), 247–257. <https://doi.org/10.1144/1354-079302-562>
- van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M., y Rahmanian, V. D. (1990). *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies* (Vol. 7). American Association of Petroleum Geologists.
- Velázquez Cruz, D., y Espinosa Castañeda, G. (2006). *Análisis de Presión de Poro en la Costa Mexicana del Golfo*. Colegio de Ingenieros Petroleros de México.

-
- Velázquez Cruz, D., Espinosa Castañeda, G., y Díaz Viera, M. A. (2014, noviembre). Nuevo método para el análisis de la presión de poro basado en registros de pozo. *VIII INGEPET 2014*.
- Velázquez Cruz, D., Espinosa Castañeda, G., Díaz Viera, M. A., y Leyte Guerrero, F. (2017, mayo). New methodology for pore pressure prediction using well logs and divergent area. *SPE Latin America and Caribbean Petroleum Engineering Conference*. <https://doi.org/10.2118/185557-MS>
- Velázquez Cruz, D., Espinosa Castañeda, G., y Morquecho Robles, A. (2020, junio). New method for overburden modeling to improve geopressures calculations. *SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference*. <https://doi.org/10.2118/198945-MS>
- Warner, D. L. (1964). *An analysis of the influence of physical-chemical factors upon the consolidation of fine-grained clastic sediments*. University of California, Berkley.
- Wessling, S., Bartetzko, A., y Tesch, P. (2013). Quantification of uncertainty in a multistage/multiparameter modeling workflow: Pore pressure from geophysical well logs. *GEOPHYSICS*, 78(3), WB101–WB112. <https://doi.org/10.1190/ge02012-0402.1>
- Yardley, G. S., y Swarbrick, R. E. (2000). Lateral transfer: a source of additional overpressure? *Marine and Petroleum Geology*, 17(4), 523–537. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00007-6](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00007-6)
- Yu, H., y Hilterman, F. J. (2013). Elastic or inelastic unloading - case study in the Gulf of Mexico. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 605–610. <https://doi.org/10.1190/SEGAM2013-0612.1>
- Zhang, J. (2011). Pore pressure prediction from well logs: methods, modifications, and new approaches. *Earth-Science Reviews*, 108(1–2), 50–63. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.06.001>

-
- Zhang, J. (2013). Effective stress, porosity, velocity and abnormal pore pressure prediction accounting for compaction disequilibrium and unloading. *Marine and Petroleum Geology*, 45, 2–11. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.04.007>
- Zhang, J. J. (2020). *Applied petroleum geomechanics*. Gulf Professional Publishing.
- Zhang, Y., Lv, D., Wang, Y., Liu, H., Song, G., y Gao, J. (2020). Geological characteristics and abnormal pore pressure prediction in shale oil formations of the Dongying depression, China. *Energy science & engineering*, 8(6), 1962–1979. <https://doi.org/10.1002/ESE3.641>
- Zhao, J., Li, J., y Xu, Z. (2018). Advances in the origin of overpressures in sedimentary basins. *Petroleum Research*, 3(1), 1–24. <https://doi.org/10.1016/J.PTLRS.2018.03.007>