

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**ESTADO DEL ARTE EN LA DETERMINACIÓN  
DE ESPESORES DE SECCIONES  
EROSIONADAS POR MEDIO DE REGISTROS  
DE POZO**

Trabajo Especial de Grado  
presentado ante la ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar por el título de  
Ingeniero Geólogo por la  
Br. Bárbara Casal García

**Caracas, Mayo de 2002**

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**ESTADO DEL ARTE EN LA DETERMINACIÓN  
DE ESPESORES DE SECCIONES  
EROSIONADAS POR MEDIO DE REGISTROS  
DE POZO**

**Tutor Industrial:  
Ing. Luis Escandón**

**Tutor Académico:  
Geol. Celia Bejarano**

**Caracas, Mayo de 2002**

**Bárbara Casal García**

**ESTADO DEL ARTE EN LA DETERMINACIÓN DE  
ESPESORES DE SECCIONES EROSIONADAS POR MEDIO DE  
REGISTROS DE POZO.**

**Tutor Académico: Geólogo Celia Bejarano. Tutor Industrial: Ing. Luis Escandón.  
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y  
Geofísica. Departamento de Geología. 2002, 204 p.**

**Resumen**

El estado del arte se define como la búsqueda, documentación, inventario y jerarquización de las técnicas, métodos y procedimientos más usados, representativos y con mayor valor agregado, en cualquiera sea la investigación que se este llevando a cabo. En el trabajo que a continuación se presenta se realizó una búsqueda exhaustiva de las técnicas de mayor valor agregado en la determinación de espesores erosionados por medio de registros de pozo.

Se desarrolló una base de datos que consta de 57 referencias, las cuales fueron tomadas de internet, revistas de publicaciones periódicas, informes técnicos de la industria, y bibliografía selecta. La misma fue jerarquizada en artículos muy importantes, importantes, de mediana importancia y de poca importancia. Del análisis de la base de datos se obtuvieron 5 trabajos que entran en el rango de aquellos artículos considerados muy importantes.

Se realizó un resumen de aquellos artículos considerados muy importantes, cuyos autores son Kinji Magara (1976), D.R. Issler (1992), Heasler y Kharitonova (1996), Nederlof (1996) y María del Carmen Gómez (1997). La técnica más empleada en la actualidad para determinar espesores erosionados en superficie es la propuesta por Heasler y Kharitonova (1996). Así mismo, la técnica más empleada para la determinación de espesores de secciones erosionadas en subsuelo es la propuesta por Nederlof en 1996 y modificada por Gómez en 1997.

En el mismo orden de ideas, también se desarrollo un plan de implementación, el cual fue llevado a cabo en la Cuenca Oriental de Venezuela, específicamente en el pozo PIC-25 del campo Pirital y el SBC-37E del campo Santa Bárbara.

A los Pilares Fundamentales  
Lupita, María, Ramón y en especial  
A Ti, porque sé que donde quiera que estés  
estarás orgulloso de mi.

## AGRADECIMIENTOS

Los agradecimientos que a continuación se mencionan no sólo van referidos a todas aquellas personas que me ayudaron a lo largo de la realización de este trabajo especial de grado, sino a todas aquellas personas que estuvieron conmigo a lo largo de la carrera:

A **Dios** por darme la vida y todo lo que tengo.

A la **“Casa que Vence las Sombras”**, por ser el escenario de los mejores momentos de mi carrera y por compartir conmigo todas las alegrías, emociones y tristezas vividas a lo largo de todos los años de estadía en ella.

A la **Escuela de Geología, Minas y Geofísica** de la Universidad Central de Venezuela.

Al **“staff” de profesores** de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica por brindarme sus conocimientos.

A **PDVSA** Exploración y Producción, por permitirme esta oportunidad.

A mi tutor industrial **Luis Escandón** por brindarme la oportunidad de realizar mi trabajo especial de grado bajo su supervisión, además de su ayuda y comprensión.

A mi tutora académica **Celia Bejarano** por su desinteresada orientación, apoyo y estímulo.

A **María del Carmen Gómez**, el Profesor **Eduardo García**, **Yacira Golindano**, **Avelino Moya**, **Sara Mata** y **Carlos Giraldo** por su orientación.

A mi **papi** y mi **mami** por apoyarme incondicionalmente en todo momento.

A mi **abuelita Lupita** por el simple hecho de soportarme.

A esa persona que me hace sentir el ser vivo más importante de todo el mundo. Gracias por el apoyo, los consejos y sobre todo, tu paciencia, sé que no es fácil y espero que siga así. **Ale**, te adoro.

A **Jimmy** por ser mi amigo de siempre. Gracias por todos los consejos.

A **Corina** por ser mi amiga incondicional, por estar siempre conmigo y apoyarme en todo momento aún sin estar de acuerdo. Gracias por las risas, las sonrisas, las lagrimas, las travesuras, etc...

A toda la gente que de alguna u otra forma me apoyo: **Cuqui, Argenis, Sailleth, Erica, Manolo, Oswaldo, Jorham, Carla, Jaimary, Ricardo, Ebelio, Jesus, mi Tío Leo, Janire, Alejandro, Adriana, Rigo, el Gordo, mi padrino Franc, Orangel, Andreina, Nephtali, Roberto, Franck, Goyo, Gabriela y Joyce.** Gracias por todos esos momentos que se vivieron cuando tenían que haber sido vividos.

A mis compañeros de oficina: **Tábata, María de los Angeles, Lorena, “Luquis” y Juan Andrés** por hacer de estos nueve meses un poco más llevaderos.

# ÍNDICE GENERAL

|                   |     |
|-------------------|-----|
| Resumen           | I   |
| Dedicatoria       | II  |
| Agradecimientos   | III |
| Índice General    | V   |
| Índice de Figuras | X   |
| Índice de Tablas  | XVI |

## **CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN**

**1**

|                                       |   |
|---------------------------------------|---|
| 1.1. – Generalidades                  | 1 |
| 1.2. – Objetivos                      | 1 |
| 1.2.1. – Objetivo General             | 1 |
| 1.2.2. – Objetivos Específicos        | 1 |
| 1.3. – Planteamiento del Problema     | 2 |
| 1.4. – Alcance                        | 4 |
| 1.5. – Ubicación del Área del Estudio | 4 |
| 1.6. – Importancia del Trabajo        | 5 |
| 1.7. – Metodología                    | 6 |

## **CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO**

**9**

|   |    |
|---|----|
| 2.1. – Estado del Arte  | 9  |
| 2.2. – Secciones Erosionadas                                      | 9  |
| 2.2.1. – Erosión  | 10 |
| 2.2.2. – Discontinuidades   | 12 |
| 2.3. – Compactación   | 14 |
| 2.3.1. – Cambio de Espesor entre Sedimentos y Rocas Sedimentarias | 16 |
| 2.3.2. – Cálculo de Compactación en Materiales Antiguos           | 19 |
| 2.4. – Subcompactación  | 20 |
| 2.4.1. – Principales Causas de la Subcompactación                 | 21 |
| 2.5. – Petrofísica  | 23 |

|   |               |
|---|---------------|
| 2.5.1. – Modelo Petrofísico                                 | 24            |
| 2.5.2. – Perfiles de Pozo                                   | 25            |
| 2.5.2.1. – Perfil de Rayos Gamma Naturales                  | 27            |
| 2.5.2.2. – Perfil de Potencial Espontáneo (SP)              | 29            |
| 2.5.2.3. – Registro Calibre (“Caliper”)                     | 30            |
| 2.5.2.4. – Registros Convencionales de Resistividad         | 30            |
| 2.5.2.5. – Perfil Sónico                                    | 32            |
| 2.5.2.6. – Perfil de Densidad                               | 33            |
| 2.5.2.7. – Perfil de Neutrón                                | 35            |
| 2.6. – Registro Sónico                                      | 36            |
| 2.6.1. – Principios Básicos                                 | 37            |
| 2.6.1.1. – Revisión de las Propiedades de Onda              | 37            |
| 2.6.1.2. – Tipos de Onda                                    | 37            |
| 2.6.2. – Aplicación del Registro Sónico                     | 38            |
| 2.6.2.1. – Lentitud   | 38            |
| 2.6.2.2. – Porosidad  | 38            |
| 2.6.3. – Equipo Sónico                                      | 40            |
| 2.6.3.1. – Sonda Sónica Básica                              | 40            |
| 2.6.3.2. – Sistema Sónico Compensado                        | 42            |
| 2.7. – Porosidad  | 44            |
| <br><b>CAPÍTULO III: JERARQUIZACIÓN DE LA BASE DE DATOS</b> | <br><b>48</b> |
| 3.1. – Base de Datos  | 48            |
| 3.2. – Jerarquización de la Base de Datos                   | 49            |
| 3.3. – Resumen de Técnicas                                  | 50            |
| <br><b>CAPÍTULO IV: EVOLUCIÓN DE LAS TÉCNICAS</b>           | <br><b>56</b> |
| Athy (1930)   | 56            |
| Wyllie, Gregory y Gardner (1956)                            | 58            |
| Wyllie, Gregory y Gardner (1958)                            | 60            |



|                               |     |
|-------------------------------|-----|
| Sarmiento (1961)              | 60  |
| Hottman y Johnson (1965)      | 61  |
| Pennebaker (1968)             | 67  |
| Magara (1976, 1978)           | 71  |
| Kumar (1979)                  | 81  |
| Magara (1979)                 | 83  |
| Magara (1980)                 | 85  |
| Raymer, Hunt Y Gardner (1980) | 86  |
| Baldwin y Butler (1985)       | 90  |
| Han, Nur y Morgan (1986)      | 95  |
| Dykstra (1987)                | 95  |
| Issler (1992)                 | 97  |
| Heasler y Kharitonova (1996)  | 99  |
| Nederlof (1996)               | 105 |
| Gómez (1997)                  | 107 |

|   |            |
|---|------------|
| <b>CAPÍTULO V: MARCO GEOLÓGICO</b>                                | <b>112</b> |
| 5.1. – Geología Regional  | 112        |
| 5.1.1. – Evolución Geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela | 113        |
| 5.1.2. – Marco Estructural de la Cuenca Oriental de Venezuela     | 116        |
| 5.1.3. – Estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela         | 117        |
| 5.1.3.1. – Megasecuencia Pre – Rift                               | 117        |
| 5.1.3.2. – Megasecuencia Rift                                     | 117        |
| 5.1.3.3. – Megasecuencia de Margen Pasivo                         | 118        |
| 5.1.3.4. – Megasecuencia de Colisión Oblicua                      | 120        |
| 5.1.3.5. – El Basamento   | 122        |
| 5.1.3.6. – Unidad I   | 123        |
| 5.1.3.7. – Unidad II  | 124        |
| 5.1.3.8. – Unidad III   | 128        |
| 5.1.3.9. – Unidad IV  | 129        |

|   |            |
|---|------------|
| 5.1.3.10. – Unidad V  | 131        |
| 5.1.3.11. – Unidad VI   | 132        |
| 5.1.3.12. – Unidad VII  | 135        |
| 5.1.3.13. – Unidad VIII                                       | 136        |
| 5.2. – Geología Local   | 137        |
| 5.2.1. – Marco Estructural                                    | 137        |
| 5.2.2. – Marco Estratigráfico                                 | 140        |
| 5.2.2.1. – Formación Barranquin                               | 142        |
| 5.2.2.2. – Formación El Cantil                                | 143        |
| 5.2.2.3. – Formación Querecual                                | 143        |
| 5.2.2.4. – Formación San Antonio                              | 144        |
| 5.2.2.5. – Formación San Juan                                 | 145        |
| 5.2.2.6. – Formación Vidoño                                   | 145        |
| 5.2.2.7. – Formación Caratas                                  | 146        |
| 5.2.2.8. – Formación Naricual                                 | 146        |
| 5.2.2.9. – Formación Carapita                                 | 147        |
| 5.2.2.10. – Formación Morichito                               | 147        |
| 5.2.2.11. – Formación Las Piedras                             | 148        |
| 5.2.2.12. – Formación Mesa                                    | 148        |
| <b>CAPÍTULO VI: PLAN DE IMPLEMENTACIÓN</b>                    | <b>149</b> |
| 6.1. – Metodología  | 149        |
| 6.2. – PIC-25   | 152        |
| 6.2.1. – Determinación de Discontinuidades                    | 152        |
| 6.2.2. – Determinación de Tendencia de Compactación           | 155        |
| 6.2.2.1. – Tendencia de Compactación de la Unidad A           | 155        |
| 6.2.2.2. – Tendencia de Compactación de la Unidad B           | 158        |
| 6.2.2.3. – Tendencia de Compactación de la Unidad C           | 159        |
| 6.2.3. – Determinación de Espesores de Secciones Erosionadas  | 163        |
| 6.2.3.1. – Determinación del Espesor Erosionado en Superficie | 163        |

|  |            |
|--|------------|
| 6.2.3.2. – Determinación del Espesor Erosionado a 4500'          | 164        |
| 6.2.3.3. – Determinación del Espesor Erosionado a 9200'          | 164        |
| 6.2.4. – Validación de Discontinuidades                          | 167        |
| 6.3. – SBC-37E   | 172        |
| 6.3.1. – Determinación de Discontinuidades                       | 172        |
| 6.3.2. – Determinación de Tendencias de Compactación             | 172        |
| 6.3.2.1. – Tendencia de Compactación de la Unidad A              | 176        |
| 6.3.2.2. – Tendencia de Compactación de la Unidad B              | 177        |
| 6.3.2.3. – Tendencia de Compactación de la Unidad C              | 178        |
| 6.3.2.4. – Tendencia de Compactación de la Unidad D              | 180        |
| 6.3.2.5. – Tendencia de Compactación de la Unidad E y F          | 182        |
| 6.3.3. – Determinación de los Espesores de Secciones Erosionadas | 185        |
| 6.3.3.1. – Determinación del Espesor Erosionado en Superficie    | 185        |
| 6.3.3.2. – Determinación del Espesor Erosionado a 3075'          | 186        |
| 6.3.3.3. – Determinación del Espesor Erosionado a 3800'          | 187        |
| 6.3.3.4. – Determinación del Espesor Erosionado a 10000'         | 189        |
| 6.3.4. – Validación de Discontinuidades                          | 190        |
| 6.4. - Resultados  | 193        |
| <b>CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>              | <b>195</b> |
| 7.1. – Conclusiones  | 195        |
| 7.2. - Recomendaciones   | 197        |
| <b>CAPÍTULO VIII: BIBLIOGRAFÍA</b>                               | <b>198</b> |
| 8.1. - Referencias Bibliográficas                                | 198        |
| 8.2. - Referencias Electrónicas                                  | 203        |
| <b>APÉNDICE I: BASE DE DATOS</b>                                 | <b>205</b> |

## ÍNDICE DE FIGURAS

|  |    |
|--|----|
| <b>Figura 1.1.</b> – Ubicación del área de Estudio   | 5  |
| <b>Figura 1.2.</b> – Diagrama de la metodología empleada en el Trabajo Especial de Grado   | 8  |
| <b>Figura 2.1.</b> – Relación entre Erosión – Transporte - Sedimentación   | 11 |
| <b>Figura 2.2.</b> – Relaciones de continuidad y discontinuidad  | 13 |
| <b>Figura 2.3.</b> – Comparación de los valores de porosidad en función de profundidad en lutitas y areniscas  | 17 |
| <b>Figura 2.4.</b> – Efectos de la compactación diferencial en materiales en los que haya un cambio lateral de facies  | 18 |
| <b>Figura 2.5.</b> – Configuración de la sonda sónica básica   | 41 |
| <b>Figura 2.6.</b> – Sonda sónica tipo BHC (Bore Hole Compensated)   | 43 |
| <b>Figura 2.7.</b> – Definición de porosidad   | 45 |
| <b>Figura 2.8.</b> – Tipos de porosidad según la conexión de sus poros   | 47 |
| <b>Figura 4.1.</b> – Tiempo de tránsito de lutitas vs. Profundidad de enterramiento  | 62 |
| <b>Figura 4.2.</b> – Gráfico de tiempo de tránsito de lutitas vs. Profundidad de enterramiento, donde se observa la divergencia de los puntos de la zona sobrepresionada | 63 |
| <b>Figura 4.3.</b> – Gráfico esquemático de tiempo de tránsito de lutitas vs. Profundidad  | 64 |
| <b>Figura 4.4.</b> – Relación entre el parámetro acústico $\Delta t_{ob(sh)} - \Delta t_{n(sh)}$ y el gradiente de presión de fluido                                     | 65 |
| <b>Figura 4.5.</b> – Gráfica de resistividad de lutitas vs. Profundidad de soterramiento   | 66 |
| <b>Figura 4.6.</b> – Gráfica de profundidad – tiempo de tránsito interválico   | 68 |
| <b>Figura 4.7.</b> – Diagrama que muestra las anomalías en la línea de tendencia   | 70 |

|   |     |
|---|-----|
| normal de compactación debido a lutitas, calizas y dolomitas  |     |
| <b>Figura 4.8.</b> – Ubicación de la línea de tendencia de compactación normal relacionado a la edad geológica  | 71  |
| <b>Figura 4.9.</b> – Diagrama esquemático de porosidad vs. profundidad  | 72  |
| <b>Figura 4.10.</b> – Relación empírica entre porosidad y tiempo de tránsito de lutitas   | 73  |
| <b>Figura 4.11.</b> – Tiempo de tránsito de lutitas vs. profundidad   | 74  |
| <b>Figura 4.12.</b> – Relación esquemática del tiempo de tránsito vs. profundidad en un intervalo normalmente compactado  | 75  |
| <b>Figura 4.13.</b> – Relación esquemática entre tiempo de tránsito vs. profundidad donde la sección superior fue removida por erosión  | 76  |
| <b>Figura 4.14.</b> – Esquema gráfico de tiempo de tránsito – profundidad donde el espesor de sedimentos depositados después de la erosión es menor que el espesor erosionado               | 78  |
| <b>Figura 4.15.</b> – Esquema gráfico de tiempo de tránsito – profundidad donde el espesor de los sedimentos depositados después de la erosión es mayor que el espesor de la erosión        | 79  |
| <b>Figura 4.16. – A)</b> Gráfico de velocidad de lutitas vs. profundidad  | 83  |
| <b>Figura 4.16. – B)</b> Varios perfiles de tiempo de tránsito - profundidad  | 83  |
| <b>Figura 4.17.</b> – Gráfica de porosidad vs. tiempo de tránsito sísmico, mostrando la comparación entre la ecuación del tiempo promedio de Wyllie (1956) y la propuesta por Raymer (1980) | 87  |
| <b>Figura 4.18.</b> – Tabla de porosidad (Por – 3)  | 90  |
| <b>Figura 4.19.</b> – Solidez vs. porosidad   | 91  |
| <b>Figura 4.20.</b> – Gráfica de solidez vs. profundidad donde se muestra la envolvente de Baldwin y Butler para lutitas  | 92  |
| <b>Figura 4.21.</b> – Gráfico de solidez vs. profundidad para areniscas, carbonatos y lutitas   | 94  |
| <b>Figura 4.22.</b> – Gráfica de tiempo de tránsito – profundidad mostrando las   | 102 |

|  |         |
|--|---------|
| tendencias de compactación normal utilizando la constante de velocidad de matriz “C” y sin ella  |         |
| <b>Figura 4.23.</b> – Diagrama esquemático mostrando una sección erosionada y una tendencia de compactación normal determinada por medio de la fórmula de Heasler y Kharitonova (1996) | 104     |
| <b>Figura 4.24.</b> – Gráfica de tiempo de tránsito vs. profundidad, mostrando las tendencias de compactación pre y post - discordancia  | 106     |
| <b>Figura 4. 25.</b> – Determinación de discontinuidades por medio del registro sísmico  | 108     |
| <b>Figura 4.26.</b> – Metodología desarrollada por Gómez (1997) en zonas presurizadas.   | 109     |
| <b>Figura 4.27.</b> – Cálculo de la sección erosionada por medio de la metodología desarrollada por Gómez (1997)   | 110     |
| <br><b>Figura 5.1.</b> – Norte de Venezuela, donde se observa claramente la Cuenca Oriental de Venezuela con sus subcuencas (Guárico y Maturín)  | <br>113 |
| <b>Figura 5.2.</b> – Los cuatro estados del desarrollo de los límites norte y sur de la placa del Caribe desde el Paleoceno Tardío al Reciente   | 115     |
| <b>Figura 5.3.</b> - Bloque diagramático del límite sur de la placa del Caribe   | 116     |
| <b>Figura 5.4.</b> – Interpretación estructural de la secuencia Jurásico - Cretáceo  | 118     |
| <b>Figura 5.5.</b> – Carta de correlación estratigráfica a lo largo de un transecto regional norte - sur   | 119     |
| <b>Figura 5.6.</b> – Sección conceptual mostrando la deposición de los sedimentos Oligocenos y Mioceno temprano  | 120     |
| <b>Figura 5.7.</b> – Carta estratigráfica general de la Cuenca Oriental de Venezuela, mostrando: cronoestratigrafía, fases tectónicas y secuencias sedimentarias                       | 122     |
| <b>Figura 5.8.</b> – Profundidad del tope del basamento en la Cuenca Oriental de Venezuela   | 123     |

|  |         |
|--|---------|
| <b>Figura 5.9.</b> – Correlación estratigráfica de la unidad II en el onshore de la Cuenca Oriental de Venezuela   | 125     |
| <b>Figura 5.10.</b> – Estratigrafía del margen pasivo de la Cuenca Oriental de Venezuela   | 127     |
| <b>Figura 5.11.</b> – Perfil sísmico interpretado para la unidad IV  | 129     |
| <b>Figura 5.12.</b> – Columna estratigráfica esquemática de dos pozos del offshore de la Cuenca Oriental de Venezuela  | 131     |
| <b>Figura 5.13.</b> – Interpretación de un segmento de perfil sísmico en onshore donde se muestran secuencias deposicionales y límites de secuencia de las unidades V y VI | 133     |
| <b>Figura 5.14.</b> – Perfil sísmico oeste - este  | 135     |
| <b>Figura 5.15.</b> – Mapa cronoestructural  | 138     |
| <b>Figura 5.16.</b> – Sección sísmica N-S mostrando las relaciones estratigráficas al norte de Pirital   | 140     |
| <b>Figura 5.17.</b> – Sección sísmica oeste - este   | 141     |
| <b>Figura 5.18.</b> - Relaciones esquemáticas de formaciones y rasgos estructurales en el campo Pirital.   | 142     |
| <br><b>Figura 6.1.</b> – Diagrama de la metodología empleada para la determinación de espesores de secciones erosionadas   | <br>151 |
| <b>Figura 6.2.</b> – Perfil sónico del pozo PIC-25   | 153     |
| <b>Figura 6.3.</b> – Registro sónico promedio del pozo PIC-25 mostrando posibles discontinuidades  | 154     |
| <b>Figura 6.4.</b> – Perfil sónico del pozo PIC-25 en la Unidad A junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala lineal                     | 156     |
| <b>Figura 6.5.</b> – Perfil sónico del pozo PIC-25 en la Unidad A junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala logarítmica                | 157     |
| <b>Figura 6.6.</b> - Perfil sónico del pozo PIC-25 en la Unidad B junto con la   | 159     |

|  |     |
|--|-----|
| curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala lineal   |     |
| <b>Figura 6.7.</b> – Perfil sísmico del pozo PIC-25 en la Unidad B junto con la<br>curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala logarítmica   | 160 |
| <b>Figura 6.8.</b> – Perfil sísmico del pozo PIC-25 en la Unidad C junto con la<br>curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala lineal        | 161 |
| <b>Figura 6.9.</b> – Perfil sísmico del pozo PIC-25 en la Unidad C junto con la<br>curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala logarítmica   | 161 |
| <b>Figura 6.10.</b> – Determinación de la erosión en superficie  | 163 |
| <b>Figura 6.11.</b> – Determinación de la erosión a 4500'  | 165 |
| <b>Figura 6.12.</b> – Determinación de la erosión a 9200'  | 166 |
| <b>Figura 6.13.</b> – Pozo PIC-25. Datos generales   | 167 |
| <b>Figura 6.14.</b> – Perfil sísmico del pozo PIC-25 mostrando los datos<br>generales del mismo en cuanto a formaciones y contactos                                  | 168 |
| <b>Figura 6.15.</b> – Perfil sísmico del pozo SBC-37E  | 173 |
| <b>Figura 6.16.</b> – Registro sísmico promedio del pozo SBC-37E mostrando las<br>posibles discontinuidades  | 174 |
| <b>Figura 6.17.</b> – Perfil sísmico del pozo SBC-37E en la Unidad A junto con la<br>curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala lineal      | 175 |
| <b>Figura 6.18.</b> - Perfil sísmico del pozo SBC-37E en la Unidad A junto con la<br>curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala logarítmica | 176 |
| <b>Figura 6.19.</b> – Perfil sísmico del pozo SBC-37E en la Unidad B junto con la<br>curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala lineal      | 177 |
| <b>Figura 6.20.</b> - Perfil sísmico del pozo SBC-37E en la Unidad B junto con la  | 178 |



|   |     |
|---|-----|
| curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala logarítmica   |     |
| <b>Figura 6.21.</b> - Perfil sónico del pozo SBC-37E en la Unidad C junto con la<br>curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala lineal      | 179 |
| <b>Figura 6.22.</b> - Perfil sónico del pozo SBC-37E en la Unidad C junto con la<br>curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala logarítmica | 180 |
| <b>Figura 6.23.</b> - Perfil sónico del pozo SBC-37E en la Unidad D junto con la<br>curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala lineal      | 181 |
| <b>Figura 6.24.</b> - Perfil sónico del pozo SBC-37E en la Unidad D junto con la<br>curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en<br>escala logarítmica | 181 |
| <b>Figura 6.25.</b> - Perfil sónico del pozo SBC-37E en la Unidad E y F junto<br>con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de<br>tránsito en escala lineal  | 182 |
| <b>Figura 6.26.</b> - Perfil sónico del pozo SBC-37E en la Unidad E y F junto<br>con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de<br>tránsito en escala lineal  | 183 |
| <b>Figura 6.27.</b> – Determinación de la erosión en superficie   | 184 |
| <b>Figura 6.28.</b> – Determinación de la erosión a 3075'   | 186 |
| <b>Figura 6.29.</b> – Ampliación de la determinación de la erosión a 3075'  | 187 |
| <b>Figura 6.30.</b> – Determinación de la erosión a 3800'   | 188 |
| <b>Figura 6.31.</b> –Determinación de la erosión a10000'  | 190 |
| <b>Figura 6.32.</b> – Pozo SBC-37E. Datos generales   | 191 |

## ÍNDICE DE TABLAS

|   |     |
|---|-----|
| <b>Tabla 2.1.</b> - Densidades de matrices de litologías comunes  | 34  |
| <b>Tabla 2.2.</b> - Velocidades y Tiempos de Tránsito para varios tipos de matrices   | 40  |
| <b>Tabla 6.1.</b> – Tendencias de compactación de la unidades de pozo PIC-25  | 162 |
| <b>Tabla 6.2.</b> – Tendencias de compactación del pozo SBC-37E   | 185 |
| <b>Tabla 6.3.</b> – Resultados obtenidos del estudio de los perfile sísmicos de los pozos PIC-25 y SBC-37E en cuanto a la determinación de discontinuidades | 193 |
| <b>Tabla 6.4.</b> – Resultados obtenidos de los cálculos de los espesores de secciones erosionadas obtenidos en cada una de las discontinuidades            | 194 |

# CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

## 1.1. – Generalidades:

El trabajo especial de grado que a continuación se presenta, representa el último requisito del pensum de estudios contemplado por la escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para optar por el título de Ingeniero Geólogo.

## 1.2. – Objetivos:

### *1.2.1. - Objetivo General:*

La meta u objetivo vital del estudio es la realización de una base de datos jerarquizada de las técnicas utilizadas en la determinación de espesores de secciones erosionadas mediante registros de pozos. Como un objetivo secundario se propone un análisis de factibilidad de implementación de las técnicas más calificadas, y la elaboración de un plan de implementación si ello fuera posible.

### *1.2.2. - Objetivos Específicos:*

Como objetivos específicos se enuncian los productos que son esperados como resultado del estudio:

- ✓ Una base de datos de técnicas de mayor calificación para la determinación de secciones erosionadas mediante registros de pozos.

- ✓ Una base de datos, jerarquizada en función de practicidad y valor agregado de las técnicas seleccionadas.
- ✓ Un análisis de factibilidad de implementación de la técnica considerada como de mayor valor agregado, en función de su relación costo/beneficio, en los campos Pirital y Santa Bárbara de la Cuenca Oriental de Venezuela.

### **1.3. – Planteamiento del Problema:**

La petrofísica, es una de las herramientas más importantes utilizadas por la industria petrolera en la exploración de nuevas áreas que se sospechen posean potencial petrolífero. Esta herramienta permite estimar características importantes de la formación tales como arcilloidad, porosidad, permeabilidad, saturación de fluidos, espesores, entre otros. Este trabajo se enfoca, únicamente, a las técnicas que se emplean en la industria petrolera para determinar los espesores de secciones erosionadas en las áreas a explorar.

La perforación de un pozo es sumamente susceptible a los cambios de presión que el mismo pueda atravesar. Los procesos de erosión y las diferentes magnitudes de los mismos, afectan severamente las condiciones de compactación del área, y en consecuencia las presiones existentes.

Adicionalmente, la determinación de los espesores de secciones erosionadas permite balancear la estratigrafía y algunos otros modelos geológicos como los de sincronización de secuencias estratigráficas y migración de fluidos. Es así como se puede establecer la historia geológica de la cuenca, y obtener algunos datos que nos permitan determinar las tasas de sedimentación existentes para las distintas épocas en estudio.

Los registros de pozo son utilizados en diferentes etapas de la vida útil de un pozo, durante la evaluación a pozo abierto, durante la completación del mismo y posteriormente para un estudio detallado del yacimiento y de la producción. Todas estas medidas se realizan por medio de herramientas altamente especializadas que se introducen en el pozo.

Uno de los registros más antiguos es el de Potencial Espontáneo (SP), el cual está medido por las corrientes eléctricas que se producen dentro de un pozo debido al contacto con diversos fluidos de salinidades diferentes. Las principales aplicaciones de este perfil son detectar capas impermeables y sus límites, además de obtener valores cualitativos del contenido de arcilla en una determinada capa. Así mismo, también están los registros convencionales de resistividad, los cuales combinados con registros de porosidad se utilizan para los cálculos de capacidad de almacenaje, fluidos y capacidad de fluidos, entre otras características vitales del yacimiento o prospecto.

El perfil del SP se ha sustituido progresivamente por el registro de Rayos Gamma Naturales como indicador de litología. Este perfil responde al decaimiento del Torio, Uranio y el Potasio, los cuales emiten una cierta cantidad de rayos gamma al degradar hacia isótopos estables. Es bien sabido que las arcillas son mucho más radioactivas que las arenas, por lo que la principal aplicación de este perfil es la determinación de los volúmenes de arcilla. De igual forma, hoy en día se emplean los perfiles de Densidad, Neutrón y Sónico para la determinación de porosidades.

El registro Sónico es el perfil que más importancia cobra en este trabajo especial de grado, debido a que el mismo nos permite identificar las tendencias y el grado de compactación de los sedimentos, lo que permite la identificación de discontinuidades y realizar estimados razonables de los correspondientes espesores erosionados.

Este proyecto persigue una revisión del estado del arte en las técnicas en uso para tal fin. Como producto, se procura una base de datos jerarquizada, de las técnicas más prácticas y de mayor valor agregado existentes a la fecha en el mundo.

#### **1.4. – Alcance:**

El alcance de este Trabajo Especial de Grado, es obtener la mayor información posible a cerca de las técnicas que está utilizando la industria petrolera alrededor del mundo para determinar la cantidad de roca sedimentaria que ha sido removida a causa de la erosión.

#### **1.5. – Ubicación del Área de Estudio:**

El trabajo representa en esencia una recopilación bibliográfica de las técnicas utilizadas para la determinación de secciones erosionadas por medio de registros de pozo. Así mismo dicho trabajo contempla un plan de implementación, el cual se realizó en la Cuenca Oriental de Venezuela, específicamente en el pozo PIC-25 del campo Pirital y SBC-37E del campo Santa Bárbara (figura 1.1), ambos manejados por Petróleos de Venezuela, S. A. (PDVSA).

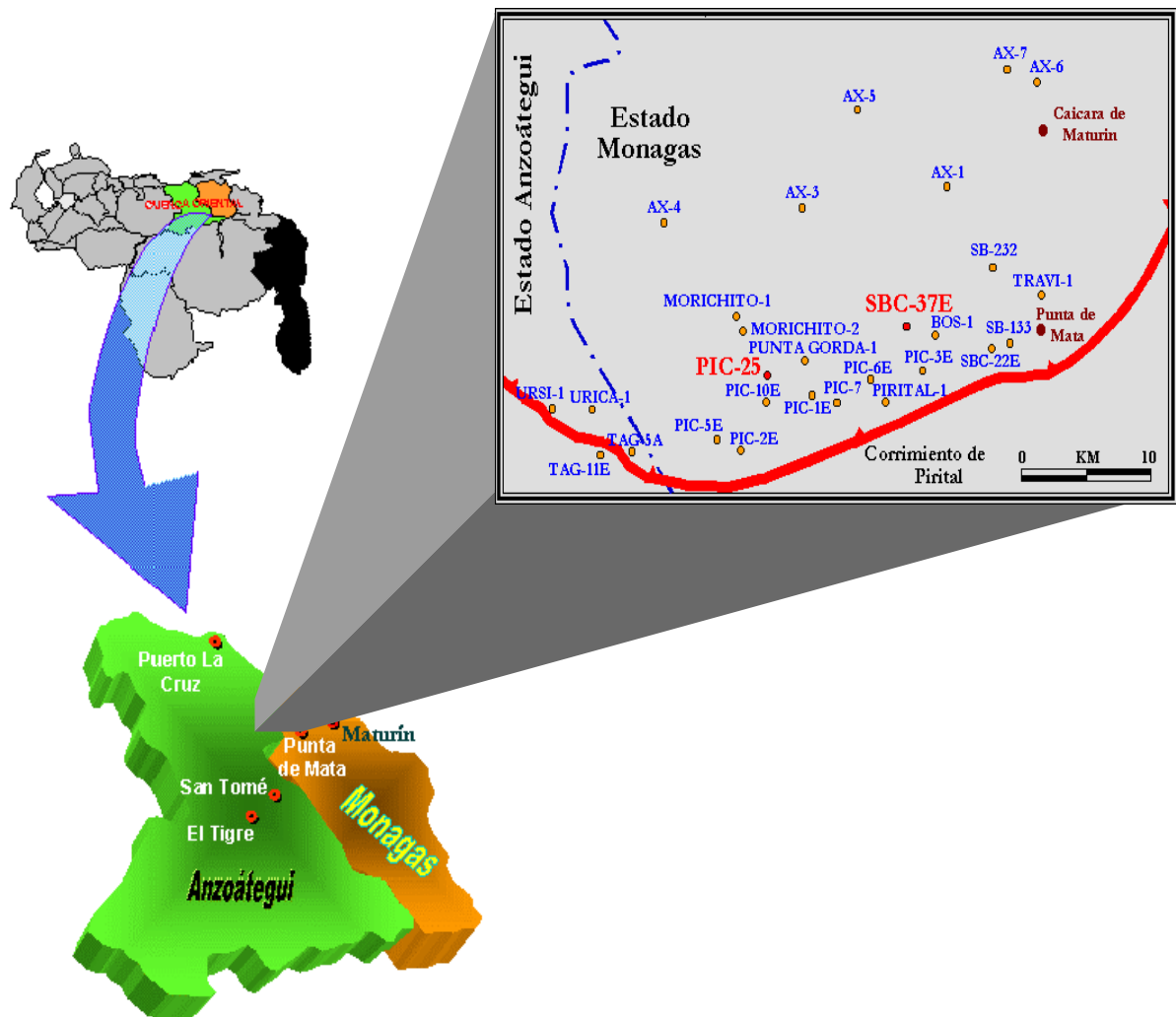


Figura 1.1. – Ubicación del área de estudio. Pozos PIC-25 del campo Pirital y SBC-37E del campo Santa Bárbara.

## 1.6. – Importancia del Trabajo:

El diseño de ingeniería de perforación en los pozos es en extremo sensible a los cambios de presiones a atravesar con la mecha en el camino trazado hacia las profundidades a las cuales se encuentran los objetivos hidrocarburíferos planteados. Los perfiles de

presiones a enfrentar durante la perforación son tan críticos que son quiénes condicionan los cambios y las características de los hoyos (diámetros, lodos, revestimientos, etc.) a diseñar para garantizar el logro de los objetivos del pozo. La determinación de dichas presiones está significativamente afectada por los procesos de erosión y la magnitud de los mismos, es decir de los espesores de sedimentos removidos, los cuales varían las condiciones de compactación y consecuentemente los perfiles de presión.

De la misma manera, la estimación del espesor de roca sedimentaria removida y la máxima profundidad de enterramiento es de suma importancia para la exploración petrolera, ya que su determinación permite la construcción de mapas paleo – estratigráficos y paleo – estructurales, así como la determinación del momento de maduración del hidrocarburo y las posibles vías de migración.

### **1.7. – Metodología:**

Este trabajo especial de grado no requiere de trabajo de campo, por lo que la metodología de trabajo delineada para la ejecución de este estudio, (acordada y aprobada en conjunto con el representante de PDVSA) fue discriminada en fases o unidades que fueron manejadas y ajustadas durante el progreso del trabajo y pueden ser resumida como sigue:

#### **✓ Fase I: Base de Datos e Información**

La primera fase y base del estudio, consiste en la estructuración de una base de datos de técnicas e información existente, haciendo uso



de fuentes como internet, bibliografía selecta y la memoria corporativa.

✓ Fase II: Marco Teórico

Esta segunda fase esta diseñada con la intención de revisar y conocer toda la teoría involucrada en el problema a investigar. Involucra una revisión de conceptos sobre tendencia normal de compactación, presiones y sus causales y efectos.

✓ Fase III: Selección y Jeraquización de Técnicas Revisadas

Quizás la fase más importante de este trabajo especial de grado. Su objetivo principal es seleccionar y jerarquizar las técnicas revisadas, basándose en su aplicabilidad y valor agregado

✓ Fase IV: Programa /Plan de Implementación

Esta fase se procura realizar un estudio de factibilidad de implementación de la técnica seleccionada como de mayor valor agregado.

✓ Fase V: Documentación

Como última fase, aun cuando realmente es una fase continua desde el inicio del proyecto, se requiere un documento electrónico y escrito que recoja los resultados del estudio.

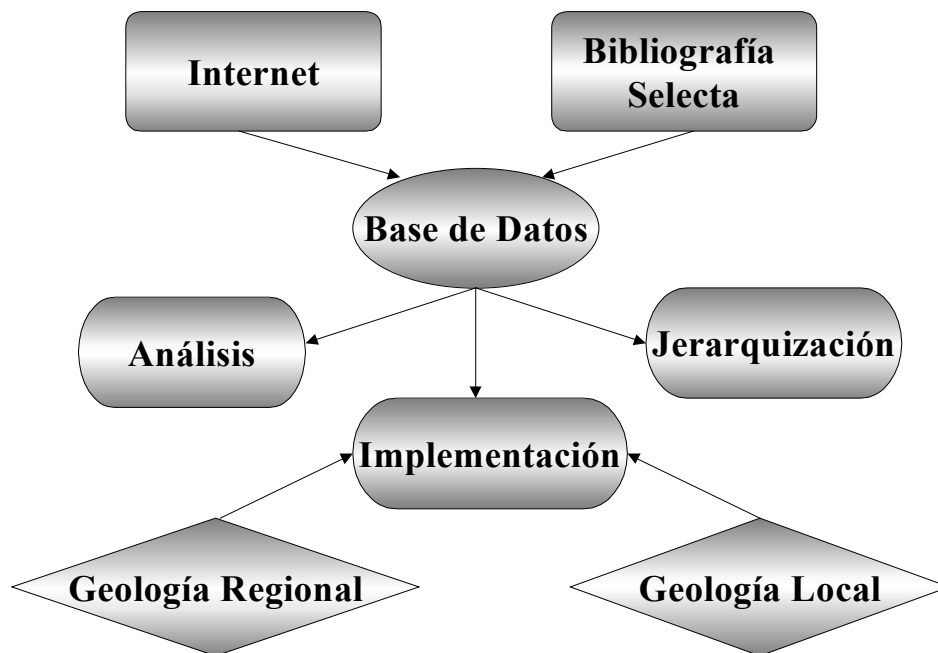


Figura 1.2. - Diagrama de la metodología empleada en el Trabajo Especial de Grado.

## CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

### 2.1. - Estado del Arte:

El **estado del arte** se define como una investigación que se enfoca en la búsqueda, documentación, inventario y jerarquización de las técnicas y procedimientos más usados, representativos y con mayor valor agregado, en cualquiera que sea el estudio que se este llevando a cabo.

Cabe destacar que el término estado del arte no incluye el hecho de crear nuevas técnicas o teorías. Del mismo modo, no se debe cuestionar o emitir juicios críticos a cerca de las teorías ya existentes. Sin embargo, en toda revisión documental es necesario la confrontación de diferentes ideales para llegar así a establecer cuales son las teorías más acertadas y cual es su grado de aplicabilidad.

### 2.2. - Secciones Erosionadas:

En la mayoría de las secuencias sedimentarias, existe un gran número de discontinuidades que indican que en algún momento del período geológico, ha habido procesos de erosión que ha eliminado parte de la secuencia. Esa sección que ha sido eliminada se conoce como **sección erosionada**.

Según Vera Torres (1994), en una sección estratigráfica normal donde dos unidades estén superpuestas y separadas por una discordancia, habrá un intervalo de tiempo no

representado, el cual será más joven que la edad del tope de la unidad infrayacente y más antiguo que la edad de la base de la unidad suprayacente.

Los procesos de erosión que generan dichas secciones erosionadas afectan fuertemente los procesos de compactación de la secuencia.

### ***2.2.1. - Erosión:***

W. Griem y S. Griem-Klee (1999) definen la erosión como el comienzo del transporte de las partículas en un proceso de sedimentación.

A grandes rasgos, la **erosión** se puede definir como el desgaste que sufren las rocas debido a agentes geológicos externos. Para que la erosión se produzca, es necesario un agente de transporte que mueva los fragmentos arrancados una vez que la roca haya sido disgregada. El proceso de erosión se da principalmente en agua, aunque también se puede dar por viento o glaciares.

El proceso de erosión por medio de agua lo llevan a cabo ríos y mares. La erosión por medio del viento generalmente se da en regiones sin vegetación y con mucho viento, donde la atmósfera contiene gran cantidad de polvo (de tamaño arena). El choque de estas partículas contra una roca dura provoca una abrasión (erosión eólica).

Por otro lado, en regiones de altas montañas donde existen temperaturas promedios bajas, la nieve se acumula y se transforma a hielo. Por gravedad el hielo se mueve hacia las partes bajas de las montañas. Durante ese movimiento el glaciar erosiona las rocas del

fondo. Los trozos de roca, los cuales pueden llegar a tener inclusive 10m, flotan con el hielo hacia las partes bajas, hasta que llegan a decantar (Griem y Griem-Klee, 1999).

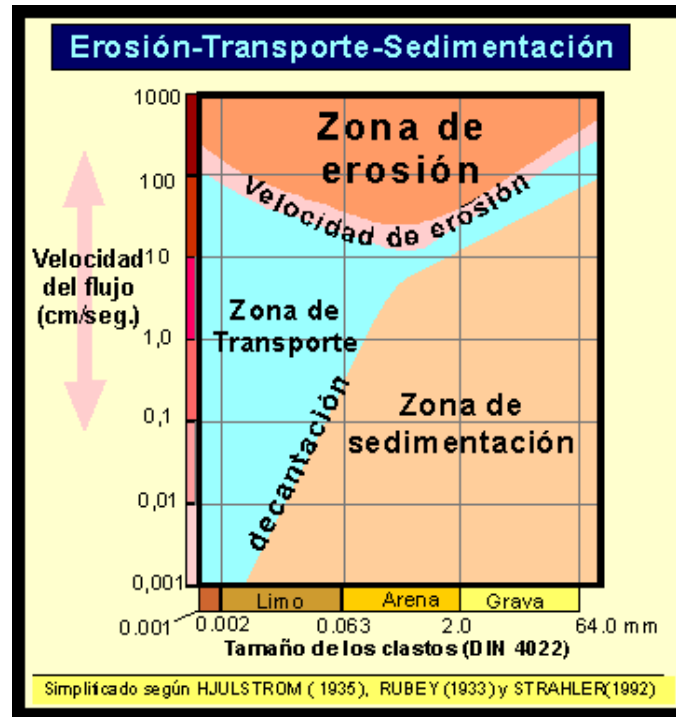


Figura 2.1. - Relación entre Erosión – Transporte – Sedimentación. Tomado de Griem y Griem-Klee, 1999 en: <http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geología/geologiageneral/ggcapo5.htm>

En la figura 2.1, se puede observar una clara relación entre erosión – transporte – sedimentación, por lo cual W. Griem y S. Griem-Klee (1999) declaran que generalmente las partículas pequeñas necesitan velocidades pequeñas para sedimentarse. Limo por ejemplo se decanta entre 0,001 cm/ seg. hasta 0,1 cm/seg., gravas se sedimentan con velocidades menores de 10 cm/seg.

Así mismo, W. Griem y S. Griem-Klee (1999) afirman que las partículas pequeñas y partículas grandes necesitan velocidades relativamente altas. Es decir una grava entra a la erosión en flujos de agua alrededor de los 100 cm/seg. Partículas pequeñas como limo fino (0,002 mm) también necesitan velocidades altas (también alrededor de 100 cm / seg.). Esta energía relativamente alta de erosión resulta por la alta fricción entre las partículas muy pequeñas. Pero si flotan una vez en el agua, solo velocidades muy bajas permiten una sedimentación. La arena se erosiona con las velocidades más bajas (entre 10 cm/ seg. hasta 30 cm /seg.).

### ***2.2.2. - Discontinuidades:***

Vera Torres (1994) define las **discontinuidades** como una relación genética entre dos materiales cuando existe entre ellos una interrupción sedimentaria medible.

En la figura 2.2 se muestra que existen varios tipos de discontinuidades, tales como:

- ✓ Paraconformidad: Discontinuidad estratigráfica en la que hay paralelismo entre los materiales inferiores y superiores, y la superficie de separación es plana.
- ✓ Disconformidad: Discontinuidad donde se presenta paralelismo entre las unidades infrayacentes y suprayacentes, pero entre ambas existe una superficie erosiva.
- ✓ Discordancias angulares: Son aquellas discontinuidades donde no se mantiene el paralelismo entre las unidades inferiores y superiores. La misma puede presentar una superficie erosiva o no.

✓ Inconformidad: Es aquella discontinuidad que relaciona un conjunto de materiales estratificados con otros infrayacentes no estratificados (rocas ígneas o metamórficas).

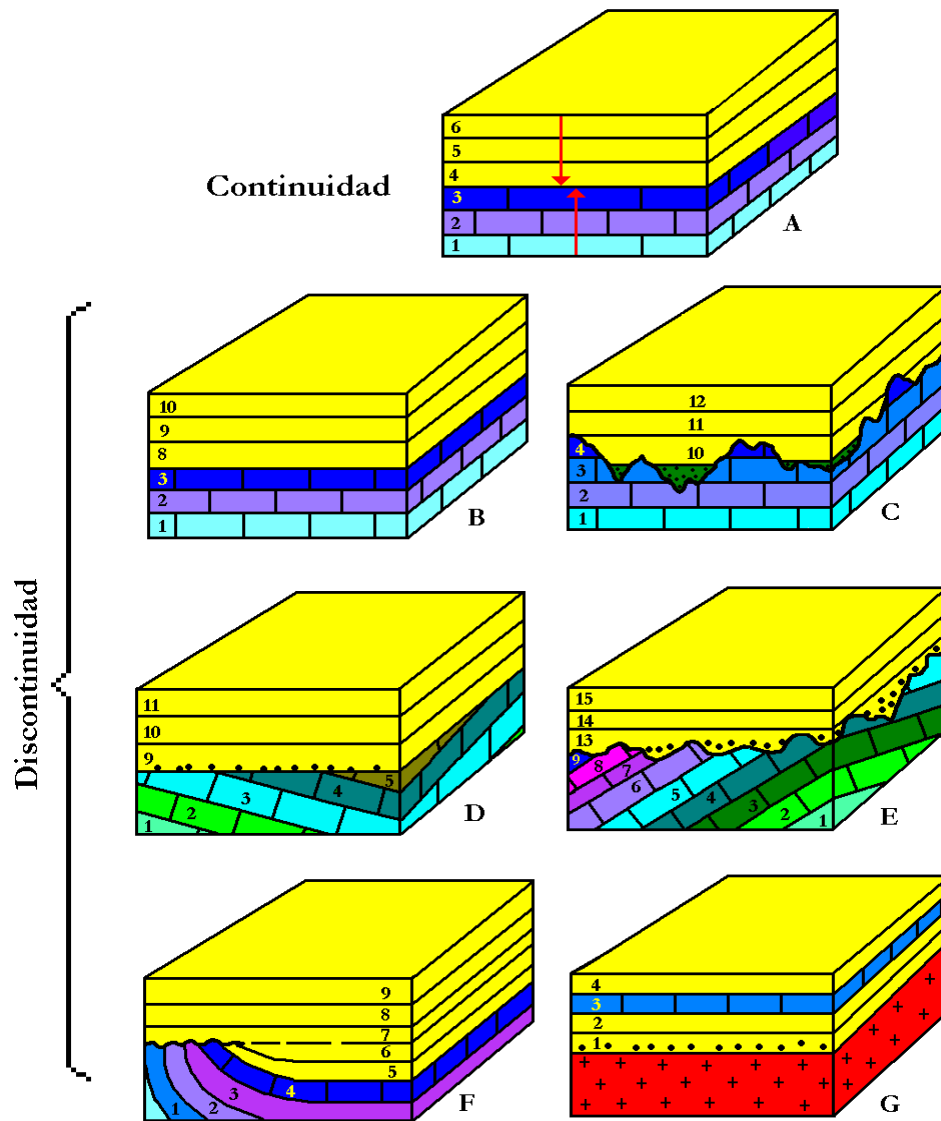


Figura 2.2. – Relaciones de continuidad y discontinuidad. A.- Continuidad. B.- Paraconformidad. C.- Disconformidad. D.- Discordancias angulares. E.- Discordancia angular erosiva. F.- Discordancia sintectónica. G.- Inconformidad. En todas las figuras los números indican unidades de tiempo geológico relativo reconocibles. Tomado de Vera Torres, 1994.

### 2.3. - Compactación:

Inmediatamente después del depósito de los sedimentos se inician una serie de procesos físicos y químicos que transforman dichos sedimentos en rocas sedimentarias. Ese conjunto de procesos se denomina “diagénesis” y los mismos se acentúan durante el enterramiento del sedimento por nuevos sedimentos, de manera que, según Vera Torres (1994), el progresivo incremento de presión (carga litostática) y temperatura (grado geotérmico) son las causas principales.

Entre esos procesos está la **compactación** que consiste en una pérdida progresiva del volumen debida a una reducción de la porosidad, producida por la expulsión del agua que ocupaba los poros del sedimento y por un reajuste del empaquetamiento de los granos.

Baldwin y Butler (1985), afirman que los estudios de análisis de compactación son aplicados a reservorios petroleros, para la reconstrucción de las estructuras sedimentarias originales, y para determinar el modelo de subsidencia que ha afectado una cuenca sedimentaria.

En muchas ocasiones no hay data disponible, por lo que se considera necesario inferir el volumen de espacios vacíos, tanto como en el estrato litificado como durante la acumulación de dicho estrato. Baldwin y Butler (1985), afirman que hay maneras para hacer estimaciones razonables, de hecho ellos proponen tres curvas que muestran los cambios en el volumen de poros desde la superficie hasta grandes profundidades como 6 Km. (20000 pies).



Baldwin y Butler (1985), en su trabajo “Compaction Curves”, proponen usar el término solidez, e incluso afirman que es mejor que el término de porosidad cuando se trata de análisis de compactación. La solidez es el volumen total de granos sólidos como un porcentaje del total del volumen de sedimentos, es decir, la solidez es el complemento de la porosidad.

El fenómeno de la compactación es sumamente complicado. Perrier y Quiblier (1974) afirman que la compactación depende de los tipos de sedimentos, edad, tasa de sedimentación y de la carga sedimentaria suprayacente, además de las dificultades con el drenaje o expulsión de fluidos, así como de la diagénesis en cuanto a transformación de minerales o cementación. Tanto así que Lang (1994) afirma que los procesos de compactación/diagénesis no pueden describirse como una función simple y universal. La disminución de la porosidad en sedimentos lutíticos es similar en una misma cuenca sedimentaria, pero es diferente de cuenca en cuenca sedimentaria.

Según Lang (1994), los procesos de compactación y diagénesis han sido tratados como fenómenos separados. Ellos pueden ser separados hasta cierto punto, pero ellos están interrelacionados debido a que la compactación en las areniscas es el principal factor que contribuye a la disminución de porosidad, hasta una cierta profundidad, donde los cambios de temperatura y la diagénesis comienzan a ser los factores dominantes en la continua disminución de porosidad, no así en las lutitas.

### ***2.3.1. - Cambio de Espesor entre Sedimentos y Rocas Sedimentarias:***

Según Vera Torres (1994), el resultado más claro de la compactación es la reducción de espesor desde los sedimentos hasta las rocas sedimentarias. Esta reducción tiene lugar, esencialmente, por disminución de la porosidad primaria del sedimento. Resulta por tanto evidente que la reducción en el espesor podrá ser mucho mayor en los sedimentos con porosidad primaria elevada.

Existe un segundo factor que hace algo más compleja la relación de porosidad primaria y reducción de espesor o compactación. Se trata de la textura de la roca y de la facilidad que tenga para poder modificar su empaquetamiento. Así por ejemplo, entre dos sedimentos de la misma porosidad primaria pueden haber grandes diferencias en el tipo de empaquetamiento de manera que uno de ellos (ej. con granos esferoidales) tienda a disminuir poco su porosidad y otro (ej. con granos planos) pueda hacerlo de una manera muy importante. En todos los casos la reducción de la porosidad está acompañada de expulsión de gran parte del agua que ocupaba los poros del sedimento.

Vera Torres (1994) afirma que cuando se aplican estos conceptos a los sedimentos y rocas sedimentarias más usuales se pueden destacar dos tipos extremos en cuanto a su comportamiento durante la compactación (ver figura 2.3). El primer tipo corresponde a los sedimentos con alto grado de porosidad primaria (hasta el 80%) en los que puede disminuir de manera muy notable su porosidad. El tipo más característico lo constituye las lutitas, en especial aquellas formadas mayoritariamente por minerales de arcilla, que son partículas planas y deformables. Los valores normales de porosidad inicial de las lutitas varían desde el 90 al 50% (Vera Torres, 1994); en una primera fase de

compactación se reduce a valores del 40-45% debido a la expulsión de agua. Inmediatamente comienza una reorganización de las partículas más finas desarrollándose la pizarrosidad, al mismo tiempo que sigue la disminución progresiva de la porosidad hasta su eliminación total, a la que se llega en condiciones de presión normal a unos 6 Km. de profundidad y en condiciones de sobrepresión a menor profundidad. La reducción de espesor puede llegar a ser hasta del 80%.

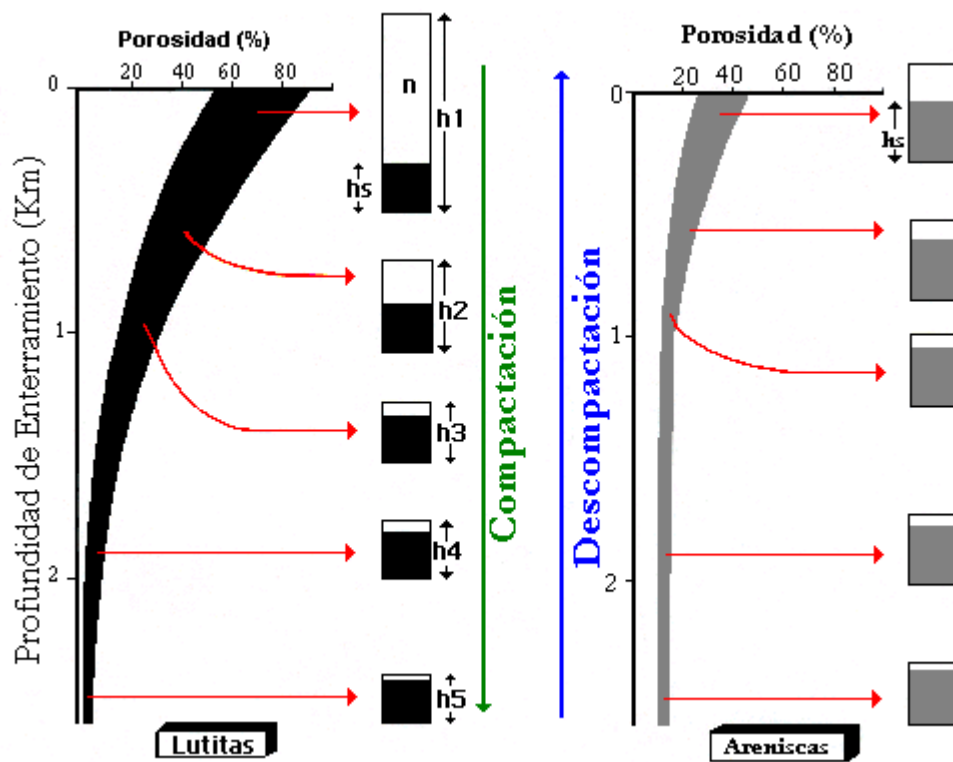


Figura 2.3. - Comparación de los valores de porosidad en función de profundidad en lutitas y areniscas.

$h_1$ .- espesor originario.  $h_s$ .- espesor de sedimento seco.  $n$ .- porosidad. Tomado de Vera Torres, 1994

Según Vera Torres el segundo tipo extremo corresponde a las arenas con escasa matriz lutítica, con porosidad inicial del 25 al 45% que reduce ligeramente su porosidad a valores del 10-25%, y en las que la consolidación se alcanza por cementación, más que por compactación.

Los efectos de la compactación en los sedimentos carbonatados son menos conocidos ya que durante los mismos se producen fenómenos de disolución bajo presión, como los que forman las estilolitas, que enmascaran el proceso e impide su cuantificación.

Uno de los aspectos más interesantes, cuando se quieren interpretar las geometrías de rocas sedimentarias antiguas, es conocer los efectos de la compactación diferencial (ver figura 2.4). Dado que los materiales sedimentarios reducen su volumen de manera desigual, en función de la litología y la textura, puede ocurrir que volúmenes de materiales originalmente iguales pasen a tener diferentes espesores después de la compactación, con la consiguiente modificación de la geometría de los estratos afectados y de los suprayacentes. Esto ocurre fundamentalmente cuando dos materiales de diferente comportamiento ante la compactación cambian lateralmente.

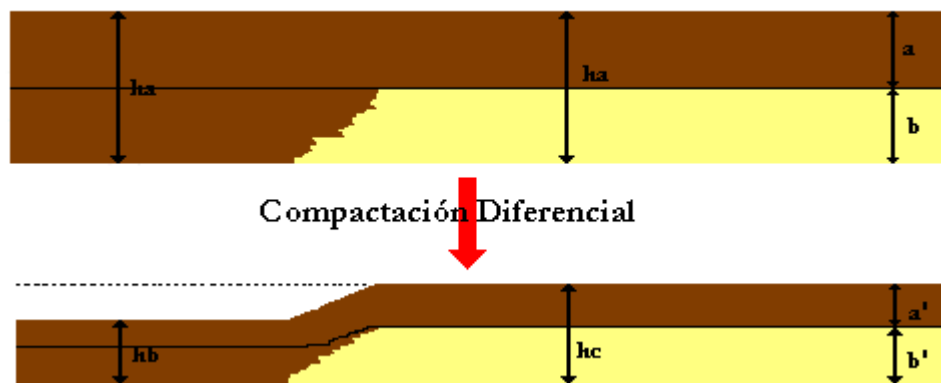


Figura 2.4. - Efectos de la compactación diferencial en materiales en los que haya un cambio lateral de facies. Tomado de Vera Torres, 1994.

Perrier y Quiblier (1974), afirman que los geólogos petroleros cuando preparan reconstrucciones paleogeográficas o paleoestructurales, toman en cuenta las modificaciones que han sufrido los espesores de los estratos durante la historia de

compactación. Por esa razón ellos propusieron dos métodos para calcular los efectos de compactación en cuencas sedimentarias no afectadas por orogénesis, basados en el conocimiento de porosidad actuales en pozos y de la compactación temprana de los sedimentos. Dichos métodos permiten evaluar los espesores en cualquier momento de la historia sedimentaria de la cuenca.

El primer método está relacionado a aquellos casos donde los registros de porosidad se pueden obtener del pozo. La secuencia es dividida en fases, las cuales son a su vez subdivididas en “slices”. La evolución inicial del cambio de espesor se deduce de la curva porosidad – profundidad de sedimentos recientes similares en composición a los de la cuenca en estudio. Luego se lleva a cabo una interpolación entre esta evolución inicial y los espesores presentes.

El segundo método se aplica en áreas donde no se tienen registros de porosidad, pero se puede inferir un promedio de porosidad – profundidad. Se calcula un número  $D$ , llamado número de descompactación. Dicho número es función del espesor original y de la profundidad de enterramiento, y por lo tanto el mismo permite que el valor inicial del espesor de un estrato sea calculado.

### ***2.3.2. - Cálculo de la Compactación en Materiales Antiguos:***

Se llama **descompactación** a la medida del valor del espesor originario de las rocas sedimentarias (Vera Torres, 1994). En todos los casos las rocas sedimentarias, compactadas, tienen un espesor inferior al del sedimento originario. Sánchez – Moya et al, 1992 (en Vera Torres, 1994) revisaron los diferentes métodos de descompactación

utilizados previamente desde el de Van Hinte (1978) (en Vera Torres, 1994), autor que asumía que el volumen de granos no cambia significativamente en el tiempo. Se han propuesto diferentes fórmulas matemáticas para expresar el proceso de disminución de la porosidad durante el enterramiento, a partir de experimentos sobre diferentes litologías. Esta disminución en condiciones normales de presión, o sea las debidas exclusivamente a la carga litostática sin sobrepresiones, es una función exponencial. Según Vera Torres (1994), los diferentes métodos matemáticos propuestos para calcular la descompactación pretende tener en cuenta los diferentes factores que modifican la compactación tales como litología, cementación temprana, sobrepresión, etc. (Gallegher, 1989; en Vera Torres, 1994). Para calcular el espesor originario de un paquete o volumen de estratos es necesario conocer con exactitud la porosidad actual en el punto medio del citado paquete. Esta porosidad se mide sobre muestras o en caso de tratarse de sondeos se puede calcular a partir de registros.

Conocida la porosidad actual y la textura de la roca, usando las tablas de tasas de disminución de la porosidad determinada empíricamente para cada litología, se hacen cálculos de la porosidad original y, en consecuencia, del espesor de los sedimentos durante el depósito.

#### **2.4. - Subcompactación:**

Según Acosta (2001), la **subcompactación** es un estado resultante de un proceso de compactación anormal, en el cual los fluidos no han sido expulsados totalmente en correspondencia con la carga a la que han sido sometidos y en consecuencia, los sedimentos asociados, preservan altas porosidades y retienen volúmenes mayores de

agua a los correspondientes a una compactación normal. Esta agua retenida en exceso, soporta parte de la carga litoestática que deberían soportar sólo los granos.

En síntesis, los intervalos subcompactados presentan compresión distribuida entre granos y fluidos y compactación de granos deficiente e inconclusa. Esta es la causa más común y estudiada (80%) de presencia de presiones anormales.

En los intervalos subcompactados la relación compactación – profundidad, deja de ser directamente proporcional y creciente, como reflejo de una tendencia de compactación anormal, en la cual, se encuentran porosidades anormalmente altas, saturadas por fluidos confinados y altamente sobrepresurizados.

#### ***2.4.1. – Principales Causas de Subcompactación:***

La subcompactación es uno de los procesos geológicos más estudiados para explicar la presencia de presiones anormales (Acosta, 2001).

Es simplemente un proceso de compactación incompleta, debido a efectos de agentes geológicos que retardan o reducen la secuencia y acabado de los procesos de compactación normal.

Existe una gran variedad de eventos geológicos que conducen a una compactación incompleta o subcompactación. Según Acosta (2001), las causas más comunes son:

✓ *Soterramiento excesivamente rápido:* Los sedimentos son sometidos a procesos de carga tan acelerados que les impide ejecutar sus procesos normales de compactación, no dando

tiempo para la expulsión normal del agua entre poros, la cual es confinada y sobrepresurizada.

✓ *Llenado excesivamente rápido de sedimentos:* En este tipo de sedimentación, la acumulación de sedimentos se hace tan rápido que no da tiempo a los sedimentos más antiguos a llevar a cabo sus procesos normales de compactación, por lo tanto terminan reteniendo agua atrapada por confinación temprana y en consecuencia subcompactada.

✓ *Relación de esfuerzos horizontales:* Sedimentos sometidos a esfuerzos de compresión horizontal excesivos, se deforman incrementando su espesor vertical y por lo tanto provocan sobrecarga mayor a la normal sobre los sedimentos más viejos.

✓ *Fallamiento regional de tipo sellante:* Si los estratos son sometidos a fallamientos sellantes previo a la conclusión normal de los procesos de compactación, los mismos son reducidos o detenidos provocando subcompactación y en consecuencia sobrepresurización.

✓ *Relación Arena – Lutita:* La carencia o ausencia absoluta de arenas o cuerpos permeables dentro de grandes secciones lutíticas limita el reacomodo de las aguas expulsadas en los procesos de compactación, generando zonas subcompactadas y presurizadas.



## 2.5. - Petrofísica:

La **petrofísica** es una ciencia que se encarga del estudio de las características físicas de las rocas, sus fluidos saturantes y las relaciones existentes entre ellas. Comúnmente, la petrofísica se puede definir como la caracterización de las propiedades físicas de las rocas, mediante la integración, del entorno geológico, perfiles de pozo, análisis de muestras de roca y sus fluidos e historia de producción.

Según Inlab (2000) en su artículo “Temas de Ingeniería de Reservorio”, la petrofísica se puede dividir en petrofísica básica, y en petrofísica especial. La petrofísica básica comprende:

- ✓ Perfiles de Pozo
- ✓ Permeabilidad Absoluta
- ✓ Permeabilidad al Gas
- ✓ Porosidad
- ✓ Saturaciones
- ✓ Densidad
- ✓ Salinidad del Agua Intersticial

Por su lado la petrofísica especial es aquella que comprende todas las mediciones adicionales que se le quieran realizar al pozo para lograr una caracterización más completa y detallada del yacimiento. Dichas mediciones son:

- ✓ Permeabilidad Relativa Agua-Petróleo
- ✓ Permeabilidad relativa Gas-Petróleo

- ✓ Permeabilidades y saturaciones extremas
- ✓ Presión capilar
- ✓ Distribución de tamaño poral
- ✓ Factor de formación y cementación

### ***2.5.1. - Modelo Petrofísico:***

García (1999) afirma que cuando hablamos de un **modelo petrofísico**, nos referimos a un modelo que nos permita estimar cuantitativamente ciertas propiedades de las rocas, tal como porosidad, permeabilidad y saturación de fluidos, a través de mediciones físicas realizadas sobre las mismas rocas.

En dicho modelo, la matriz se refiere a toda la parte sólida de la roca que no es arcilla y cuya composición está basada mayormente en tres minerales: Cuarzo, Calcita y Dolomita, con constituyentes menores muy variados, tales como: Pirita, Halita, Silvita, Yeso y muchos otros.

Debido a las grandes contribuciones que hace la arcilla en las mediciones físicas que se realizan, esta es tratada por separado. Por lo general las arcilla son aluminosilicatos hidratados, cuya fórmula genérica es:  $X(Al_2O_3)_Y(SiO_2)_Z(OH)$ , los cuales contienen pequeñas cantidades de otros elementos tales como Magnesio, Potasio, Hierro y Titanio. Los minerales de arcilla están clasificados en grupos específicos de acuerdo a su estructura cristalina. Aquellos relacionados con las rocas sedimentarias son Montmorilonita, Ilita, Clorita y Caolinita, principalmente. La Montmorilonita es en algunos aspectos única ya que se hincha en contacto con agua, además la misma se

convierte en Ilita por encima de cierta temperatura en el subsuelo, liberando agua que constituye a sobrepresionar sedimentos adyacentes.

El agua contenida en la porosidad es originalmente la misma que circundaba a los sedimentos cuando ellos fueron depositados y es por ellos que dichas aguas se denominan connatas. Sin embargo, las aguas también sufren los procesos diagenéticos a medida que se produce su enterramiento, pudiendo ser la salinidad actual mayor o menor que la original.

### ***2.5.2. - Perfiles de Pozo:***

En este trabajo especial de grado se va a tratar el tema de los perfiles de pozo, referido en la petrofísica básica. A continuación se da una breve descripción de los perfiles más utilizados por la industria petrolera. A cerca del perfil sísmico se va a ahondar un poco más, debido a que este registro es la base fundamental del análisis de compactación y en consecuencia de la determinación de secciones erosionadas.

Según Puzin (1962), las acumulaciones petrolíferas suelen encontrarse en rocas porosas y en estructuras geológicas o trampas estratigráficas de condiciones favorables para la acumulación del petróleo

Las formaciones geológicas suelen clasificarse según su composición química o sus características litológicas como: densidad, textura, color, dureza, fósiles que contenga, etc., para lo cual es esencial obtener muestras de la roca. En los perfiles de pozo, las formaciones se distinguen por sus propiedades eléctricas como: resistividad eléctrica,

potenciales electro-químicos, velocidad del sonido, radioactividad natural, captación nuclear de neutrones, dispersión de rayos gamma, temperatura, etc.

Dichas mediciones se realizan por medio de instrumentos sensibles que se introducen en el pozo, por lo que no es necesario obtener muestras de rocas, pues las mediciones se hacen “in situ”. Los perfiles de pozo son registros continuos de las características eléctricas, sónicas y radioactivas de las formaciones, a lo largo del pozo, para así poder llegar a una determinación de los posibles horizontes productores de petróleo o gas.

La cantidad de petróleo o gas contenido en una unidad de volumen del reservorio es el producto de su porosidad y saturación de hidrocarburos. Además de esas propiedades, el volumen de la formación que contienen el hidrocarburo es necesario para determinar si la formación puede ser considerada comercial. Conocer el espesor de la formación y el área que ocupa es esencial para determinar el volumen.

Para evaluar la productividad de un reservorio, se debe determinar si los fluidos que contiene se mueven fácilmente a través del sistema de poros. Esta propiedad de la formación, la cual depende de la interconexión entre los poros se denomina permeabilidad.

Schlumberger (1970, 1972, 1975), afirma que las principales propiedades físicas necesarias para evaluar un reservorio, son su porosidad, litología, saturación de hidrocarburos, espesores y permeabilidad. Esos parámetros pueden ser derivados o inferidos de registros de pozos, tales como el registro eléctrico, el nuclear, el sónico y el

gamma ray, entre otros. A continuación se presenta una breve descripción de cada uno de los perfiles de pozo de mayor importancia para la industria petrolera:

2.5.2.1. - Perfil de Rayos Gamma Naturales: Este es uno de los perfiles más utilizados en la industria y tiene principalmente dos aplicaciones importantes: control de profundidad y correlación de pozos, así como la estimación del contenido de arcilla en las formaciones. Los perfiles de rayos gamma responden a la radioactividad producida por el decaimiento de tres elementos: Torio, Uranio y Potasio, pero no determina la proporción relativa de cada uno de estos elementos.

Se ha observado que todas las rocas, y las rocas sedimentarias en particular, contienen elementos radioactivos en cantidades variables. Típicamente, las arenas limpias contienen pocos elementos radioactivos, y las arcillas contienen mayor cantidad. Las cantidades pueden ser del orden de algunas partes por millón para el Torio y el Uranio, y en algunos por cientos para el Potasio.

Estos tres elementos son los únicos isótopos inestables que por su degradación producen una apreciable cantidad de rayos gamma, y cuya vida media es suficientemente larga:

- ✓ Potasio<sup>40</sup> → vida media:  $1,3 \cdot 10^9$  años
- ✓ Uranio<sup>238</sup> → vida media:  $4,4 \cdot 10^9$  años
- ✓ Torio<sup>232</sup> → vida media:  $1,4 \cdot 10^{10}$  años

La degradación de los isótopos inestables hacia isótopos estables es lo que origina la radioactividad natural de las formaciones.

El aumento del contenido de Torio por lo general viene dado con un aumento en las concentraciones de aluminio en la formación. Las altas concentraciones de Uranio en las arcillas pueden indicar niveles con alto contenido de materia orgánica, dado que el ion Uranio es fijado por carbón orgánico en ambientes reductores. Las concentraciones de Potasio en las arcillas están más relacionadas con la mineralogía presente.

En el proceso de la degradación de los silicatos (feldespatos y micas) hay diferentes etapas de meteorización, obteniéndose Illita (o Montmorillonita) en la primera etapa y Caolinita en la segunda etapa. La cantidad de Potasio y Sodio en el mineral decrece con la erosión química. Pues la disminución de ambos en el mineral se obtiene a expensas de la fijación de  $H^+$  derivado del medio ambiente. La Caolinita es un mineral de arcilla que no posee Potasio en su fórmula química.

Cabe destacar que el Torio es insoluble, por lo que su concentración es característica de la depositación. El Potasio y algunos componentes de la serie del Uranio son solubles y pueden haber sido transportados por las aguas de formación.

Teniendo en cuenta lo anterior, algunos análisis de las cantidades de Th y K en las arcillas ayudan a identificar el tipo de arcillas, mientras que en análisis del contenido de U puede facilitar el reconocimiento de rocas generadoras.

Las aplicaciones de esta herramienta no sólo son para parámetros petrofísicos, sino también para estudios geológicos. Algunas posibles aplicaciones son:

1. Evaluación del volumen de arcilla.

2. Análisis del tipo de arcilla.
3. Detección de minerales pesados. El Th y el U se encuentran relacionados con minerales pesados como Monazita y Zircón.
4. Correlación entre pozos.

2.5.2.2. - Perfil de Potencial Espontáneo (SP): Esta curva es una medida de las corrientes eléctricas que se producen dentro de un pozo debido al contacto entre diversos fluidos con salinidades diferentes; por consiguiente, este registro se usa normalmente en pozos perforados con fluidos cuya base es agua dulce.

La curva de potencial espontáneo (SP) es un registro de la diferencia de potencial de un electrodo móvil en el pozo y un potencial fijo en un electrodo de superficie.

Schulumberger (1972, 1975) en su libro Interpretación de Perfiles, explica esta diferencia de potencial como sigue: “Consideremos una formación permeable con capas gruesas de lutita encima y debajo. Supongamos también que los dos electrolitos presentes, filtrado de lodo y agua intersticial, contienen sólo NaCl. Debido a su estructura laminar y a las cargas existentes sobre las láminas, las lutitas son permeables a los cationes  $\text{Na}^+$  pero impermeables a los aniones de Cl. Cuando una lutita separa soluciones de NaCl de diferentes salinidades los cationes de  $\text{Na}^+$  se desplazan a través de la lutita, desde la solución más concentrada hacia la menos concentrada. Este movimiento de iones con carga constituye una corriente eléctrica, y la fuerza que hace que se mueva corresponde a una diferencia de potencial a través de las lutitas.”

El SP no se puede registrar en pozos llenos de lodos no conductores porque tales lodos no forman una conexión eléctrica entre el electrodo del SP y la formación.

El uso del perfil de rayos gamma ha desplazado un poco el uso de este perfil debido a que este presenta más limitaciones, por ejemplo no se puede aplicar en pozos entubados, únicamente es pozos desnudos. Las aplicaciones de este perfil son:

1. Detectar capas permeables
2. Ubicar los límites de dichas capas y permitir la correlación entre pozos.
3. Dar valores cualitativos del contenido arcillosos de una capa.

2.5.2.3. – Registro Calibre (“Caliper”): Este registro está especialmente diseñado para medir el diámetro del hoyo durante la perforación de un pozo. El producto de dicho registro, es decir, una respuesta del diámetro del hoyo vs. profundidad, proporciona una clara idea del estado en el que se encuentra el hoyo en el momento del perfilaje.

El mismo se coloca en escala lineal y entre valores de 6 a 16 pulgadas. Como referencia se coloca una línea punteada que indica el diámetro de la mecha que perforó la sección del pozo registrado, de tal manera que cualquier medida de “caliper” superior a la misma significa que el pozo esta derrumbado, y cualquier medida inferior significa costra de barro (García, 1999).

2.5.2.4. - Registros Convencionales de Resistividad: Una de las propiedades más importantes de una formación es la medida de la resistividad. Dicha medida en conjunción con la porosidad y resistividad del agua se usan en los cálculos de saturación en agua, y en consecuencia, en la saturación en hidrocarburos.



Los registros de resistividad presentan más de una clase de medición de la misma. Estas diferentes mediciones se combinan con la información de otros instrumentos de medición, para obtener así una visión global de las formaciones y de los fluidos en cuestión.

En los perfiles de resistividad se envían corrientes a las formaciones a través de unos electrodos y se miden los potenciales eléctricos entre otros. La medición de esos potenciales permite determinar las resistividades. Para que haya una circulación de corriente entre los electrodos y la formación, la sonda debe ser corrida en pozos que contengan lodo o agua, conductores de electricidad.

A continuación se presentan las diferentes formas de medición de la resistividad:

- ✓ *Registro Eléctrico:* Es una serie de curvas de resistividad que reciben el nombre de normal o lateral, según la configuración de los electrodos en la herramienta utilizada.
- ✓ *Registro de Inducción Eléctrica:* Es la combinación de curvas eléctricas y de inducción. Mide la conductividad de la formación y es muy efectivo en formaciones con porosidad de intermedia a alta.
- ✓ *Registro de Doble Inducción:* La misma consta de tres curvas de resistividad. La curva de penetración poco profunda que mide la resistividad en zonas limpias ( $R_{xo}$ ), la curva intermedia mide resistividades combinadas de zonas limpias y no contaminadas ( $R_i$ ), y por su parte la curva profunda mide la resistividad en zonas no contaminadas ( $R_v$ ).

✓ *Registros Especiales de Resistividad:* Ambos muestran las resistividades cerca de los bordes del pozo y se usan para estimar la porosidad y la saturación residual en hidrocarburos:

- Registro de Contacto: Este registro es útil en el reconocimiento de zonas permeables y en el establecimiento de los espesores del yacimiento para el cálculo de arenas.
- Registro FoRxo: Mide la resistividad en las zonas inmediatamente adyacentes a las paredes del pozo, es decir, la zona que más efectivamente ha sufrido la limpieza a causa de la invasión del lodo.

2.5.2.5. - Perfil Sónico: Este perfil es un registro de la profundidad contra  $\Delta t$  (tiempo de tránsito), es decir, el tiempo requerido por una onda compresional de sonido para recorrer un pie de formación.  $\Delta t$  es el valor recíproco de la velocidad de una onda compresional de sonido. Dicho tiempo de tránsito en una formación, depende de su litología y porosidad, por lo que dicho registro sirve como registro de porosidad, como se puede apreciar en:

✓ *Areniscas Consolidadas y Compactas:* En formaciones limpias y consolidadas con pequeños poros distribuidos uniformemente, existe una relación lineal entre la porosidad y el tiempo de tránsito.

✓ *Carbonatos:* Por lo general estos presentan porosidad secundaria debida a cavernas o fracturas, por lo que los valores en el registro sónico tienden a ser muy bajos

✓ *Arenas No Compactadas*: La relación entre porosidad y tiempo de tránsito se mantendrá aproximadamente lineal, pero debe hacerse ciertas correcciones debido a que los valores de porosidad dan demasiado altos.

2.5.2.6. - Perfil de Densidad: Este perfil se usa principalmente como perfil de porosidad. La herramienta de densidad percibe la densidad de formación al medir la atenuación de rayos gamma entre una fuente y un detector. En otras palabras, el registro de densidad de formación mide la densidad de electrones de una formación. El dispositivo de dicho registro es una herramienta que consiste en una fuente que emite rayos gamma. Dicha fuente puede ser Cobalto – 60 o Cesio – 137.

Los rayos gamma chocan con los electrones contenidos en la formación. El resultado de esos choques es la pérdida de energía de las partículas de rayos gamma. El número de colisiones es una función directa del número de electrones en la formación (densidad de formación). Consecuentemente la densidad de electrones puede ser relacionado con la densidad de la formación.

La densidad de la formación es una función de la densidad de la matriz, porosidad y densidad de los fluidos de los poros (agua salada, dulce o hidrocarburo). La fórmula para calcular porosidad derivada de densidad es:

$$\phi = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} \quad (2.1)$$

donde,

$\rho_{ma}$ : Densidad de la matriz

$\rho_b$ : Densidad de la formación

$\rho_f$  Densidad del fluido.

Las densidades de las matrices se pueden observar en la tabla # 2.1. La densidad del fluido es 1,1 en agua salada, 1 en agua dulce y 0,7 para el gas.

La presencia de arcilla o gas en la formación complica la lectura, pero este problema se resuelve usando una combinación apropiada de perfiles de porosidad.

|                   | $\rho_{ma}$ (gr/cc) |
|-------------------|---------------------|
| <b>Areniscas</b>  | 2,648               |
| <b>Carbonatos</b> | 2,710               |
| <b>Dolomitas</b>  | 2,876               |
| <b>Anhydritas</b> | 2,977               |
| <b>Sal</b>        | 2,032               |

Tabla 2.1. - Densidades de matrices de litologías comunes. Tomado de Smolen, 1996.

En las formaciones con densidad baja (alta porosidad) la mayor parte de los rayos gamma producidos por la fuente llegan al receptor y pueden ser contactados. A medida que aumenta la densidad (disminuye la porosidad), menos rayos llegan al receptor.

El término densidad total se refiere a la densidad en conjunto o en masa de un volumen unitario de roca. En el caso de rocas porosas, incluyen la densidad del fluido en el espacio poroso y también la densidad de los granos de la roca. Era de esperar que existiera una relación entre la contribución a la densidad total por el fluido en el espacio

poroso y la porosidad de la roca. Esta relación es la base para los cálculos de porosidad a partir del perfil densidad (Schneider et al., 1974)

Otros usos del mismo incluyen: identificación de minerales en depósitos evaporíticos, detección de gas, determinación de la densidad de hidrocarburo, evaluación de arenas con arcillas y de litologías complejas, determinación del rendimiento de lutitas petrolíferas, cálculo de presión de sobrecarga y propiedades mecánicas de las rocas.

2.5.2.7. - Perfil de Neutrón: Los neutrones son partículas eléctricamente neutras cuya masa se aproxima a la del núcleo de hidrógeno. Cuando dichos neutrones son emitidos ellos penetran a la formación con mayor facilidad que las partículas con cargas eléctricas. Dicho neutrón perderá aproximadamente la mitad de su energía cuando choque con un núcleo de hidrógeno presente en el fluido de los poros. Luego de alrededor de 20 choques, los mismos reducirán la velocidad térmica y serán fácilmente atrapados por cualquier elemento presente. Los neutrones capturados emiten un rayo gamma de origen secundario.

El registro neutrónico es un registro de porosidad que mide la concentración del ión hidrógeno en una formación. En una formación limpia donde la porosidad es rellenada con agua o petróleo, el registro neutrónico mide la porosidad rellena de líquido.

Cuando los poros están rellenos de más que por agua o petróleo, la respuesta del registro de porosidad puede ser baja. Esto es debido a que en el gas existe menos concentración e hidrógeno que en el agua o en el petróleo.

Por lo general él registra porosidades altas en zonas lutíticas y bajas en zonas ricas en gas.

Los perfiles neutrónicos, densidad y sónico son los perfiles más usados en la determinación de la porosidad. En 1997, Asquith (en Smolen, 1996) indica que una porosidad certera también puede ser determinada por medio de la combinación de los perfiles neutrón y densidad. Schlumberger (1970, 1972) afirma que cuando no se dispone de ningún perfil de porosidad se puede hacer una estimación de la porosidad basada en las lecturas de resistividad en formaciones limpias y acuíferas.

## **2.6. - Registro Sónico:**

Este registro es la base fundamental del análisis de compactación y en consecuencia de la determinación de secciones erosionadas. Es por ello que se va a hacer un poco más detallada su explicación.

Tradicionalmente, los registros sónicos proveen una velocidad de onda compresiva en un ambiente de hoyo abierto, es decir, ellos determinan el tiempo requerido por una onda compresional de sonido para recorrer un pie de formación. Dicha velocidad es usada para calcular la porosidad de la formación, debido a que el tiempo de tránsito de una formación (inverso de velocidad) es dependiente de su litología y porosidad. Así mismo, Smolen (1996) indica que los registros sónicos son también importantes para correlaciones con información sísmica.

En los últimos años, los registros sónicos también han sido corridos en pozos entubados, debido a los adelantos tecnológicos que se han logrado en el área del perfilaje de pozos. La información de velocidades ahora es disponible, tanto para las ondas P como para las ondas S a través del revestidor (“casing”), así mismo también hay

información disponible a cerca de los fluidos presentes en formaciones subcompactadas (con altas porosidades).

### ***2.6.1. - Principios Básicos:***

2.6.1.1. - Revisión de las Propiedades de Ondas: Las ondas acústicas son usualmente descritas como ondas senosoidales formadas por picos y valles. Los tiempos entre picos o entre valles son llamados períodos ( $T$ ). La frecuencia ( $f$ ) de una onda está relacionada a ese período como su inverso, y

$$f = \frac{1}{T} \quad (2.2)$$

donde  $f$  tiene unidades de ciclos por segundos o hertz.

Mientras que  $f$  es el período de tiempo entre picos adyacentes en segundos, la “longitud de onda” ( $\lambda$ ), es la distancia entre picos adyacentes en unidades de longitud. La velocidad ( $V$ ), de una onda acústica está relacionada a la longitud de onda y a la frecuencia por la ecuación:

$$V = f\lambda \quad (2.3)$$

2.6.1.2. - Tipos de Ondas: Según Smolen (1996), existen tres tipos de ondas que son de interés para el registro sísmico. Existen las ondas compresionales, las transversales y las “stoneley” (figura 2.5). Las ondas compresionales, a veces llamadas primarias u ondas P, se propagan a lo largo del pozo paralelas a la pared.

Las ondas transversales, también llamadas secundarias u ondas S, se propagan en una dirección perpendicular a la pared del pozo. Estas ondas se mueven más lentamente que las ondas P.

Las ondas Stoneley se propagan a lo largo de la pared del pozo y son el resultado de la interacción de la pared del pozo y los fluidos del mismo pozo. Estas ondas son menos importantes que las dos anteriores, así como existen otros tipos de ondas que tampoco son importantes para este registro.

### ***2.6.2. - Aplicaciones del Registro Sónico:***

2.6.2.1. - Lentitud: La principal medida que toman las herramientas sónicas siempre ha sido la velocidad de las ondas compresionales. Smolen (1996) indica que la herramienta sónica mide la velocidad de las ondas entre los receptores que presenta la herramienta. Sin embargo, más que presentar una velocidad compresional, es conveniente presentar un tiempo de medida, el cual es el inverso de la velocidad compresional,  $1/V_p$ . Esa medida es llamada **tiempo de tránsito** o “lentitud”. Sus unidades son de  $\mu\text{seg} / \text{pé}$  o  $\mu\text{seg}/\text{m}$ .

$$t = \frac{T_2 - T_1}{\text{Espaciamiento}} \quad (2.4)$$

donde “ $t$ ” es el símbolo de lentitud.

2.6.2.2. - Porosidad: Según Smolen (1996), un gran número de ecuaciones diferentes se pueden usar para calcular la porosidad sónica. Una de ellas es la ecuación del tiempo



promedio de Wyllie (1956). Basada en observaciones de laboratorio para formaciones relacionadas con líquidos, Wyllie propone:

$$t_{\log} = t_f \phi + t_{ma}(1 - \phi) \quad (2.5)$$

La cual proporcionona una ecuación de porosidad de la siguiente forma:

$$\phi = \frac{t_{\log} - t_{ma}}{t_f - t_{ma}} \quad (2.6)$$

donde,

$t_{\log}$ : Tiempo de tránsito en la formación

$t_{ma}$ : Tiempo de tránsito de la matriz

$t_f$ : Tiempo de tránsito del fluido presente

El tiempo de tránsito de agua dulce es 189  $\mu\text{seg}$  / pie, y para el agua salada se usa usualmente 185  $\mu\text{seg}$  / pie. Los tiempos de tránsito para varias matrices y otros materiales se muestran en la tabla # 2.2.

Las medidas de porosidad acústica responden a porosidad bien distribuida, pero no toma en cuenta fracturas o porosidad vulgar. Entonces el estimado de porosidad del registro sónico es más bajo que la verdadera porosidad. Si la porosidad total ( $\phi$ ) es la verdadera porosidad, entonces la porosidad sónica difiere de la verdadera por la contribución hecha

debido a porosidad vugular y por fractura. Esa contribución es la llamada porosidad secundaria, y su relación es la siguiente:

$$\phi_{total} = \phi_{Sónica} - \phi_{Secundaria} \quad (2.7)$$

Cabe destacar que si hay gas presente en el espacio poral, su efecto aminora la señal sónica cuando la misma pasa a través de las rocas.

|                                   | $V_{ma}$ (píe / seg) | $\Delta t_{ma}$ (µseg / píe) | $\Delta t_{ma}$ (µseg / píe)<br>(Comúnmente usado) |
|-----------------------------------|----------------------|------------------------------|--|
| <b>Areniscas</b>                  | 18000 – 19500        | 55,5 – 51,0                  | 55,5 o 51,0  |
| <b>Calizas</b>                    | 21000 – 23000        | 47,6 – 43,5                  | 47,5   |
| <b>Dolomitas</b>                  | 23000                | 43,5                         | 43,5   |
| <b>Anhydritas</b>                 | 20000                | 50,0                         | 50,0   |
| <b>Sales</b>                      | 15000                | 66,7                         | 67,0   |
| <b>Arcilla</b>                    | 6000 - 16000         | 167 – 62,5                   |  |
| <b>Revestimiento<br/>(hierro)</b> | 17500                | 57,0                         | 57,0   |

Tabla 2.2. - Velocidades y tiempos de tránsito para varios tipos de matrices. Tomado y modificado de Smolen, 1996.

### 2.6.3. - Equipo Sónico:

2.6.3.1. - Sonda Sónica Básica: La configuración de la sonda de la figura 2.5 es la sonda sónica básica disponible por la mayoría de las compañías de servicio. La medida que allí se toma es el tiempo de viaje entre los receptores  $R_1$  y  $R_2$ .

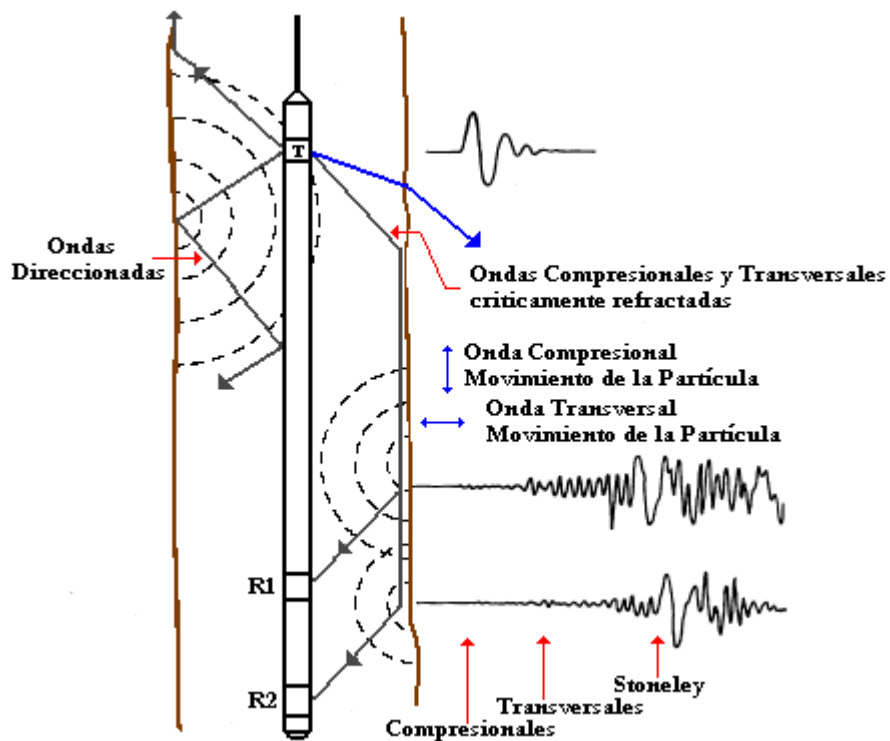


Figura 2.5. - Configuración de la sonda sónica básica. Tomado de Smolen, 1996.

Según Smolen (1996), siempre que la herramienta este centralizada, y el hueco sea recto y de ancho uniforme, esta herramienta es compensada por efectos del pozo y el tiempo de tránsito es un verdadero tiempo de tránsito entre los receptores. Dicha medida se hace tomando la primera amplitud significativa que llegue a cada receptor. Cuando una amplitud por encima de algún valor ya grabado es detectada, el tiempo de llegada en cada receptor es registrado.

La exactitud del registro sónico depende de que la pareja de receptores ( en 2 pies o 61mm de espaciamiento) sean colocados de 8 a 10 pies (2,44 o 3,05 m) del transmisor. El

propósito de tal espaciamiento es permitir más tiempo para que la onda P se separe de la onda S y así ella pueda ser discriminada más rápidamente.

2.6.3.2. - Sistema Sónico Compensado: Schlumberger (1970, 1972, 1975) afirma que las herramientas actualmente usadas para obtener perfiles sínicos son del tipo BHC (Bore Hole Compensated). Este tipo de sonda elimina substancialmente los efectos debidos a cambios en el diámetro del pozo como también los errores producidos por la inclinación de las onda.

En la figura 2.6, se observa que el sistema BHC usa un transmisor encima y otro debajo de dos pares de receptores. Cuando un transmisor es activado por un pulso, este genera una onda de sonido la cual penetra la formación. Se mide el tiempo transcurrido entre la detección del primer arribo a los dos receptores correspondientes.

La velocidad del sonido en la sonda sínica y en el lodo de perforación es menor que en la formación. Consecuentemente, los primeros arribos de energía acústica a los receptores corresponden a recorridos del sonido dentro de la formación cerca de la pared del pozo.

Los transmisores de la sonda del tipo BHC son activados alternativamente y los valores de  $\Delta t$  son leídos en pares alternados de receptores. Los valores de  $\Delta t$  son promediados automáticamente por un computador en la superficie. El computador también integra los tiempos de tránsito para obtener el tiempo total de tránsito.

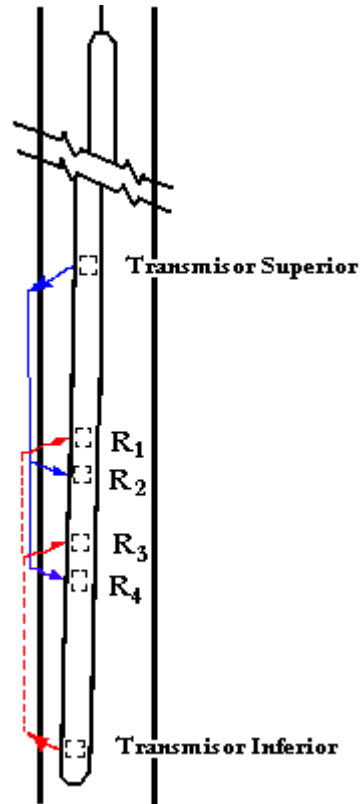


Figura 2.6. – Sonda sónica tipo BHC (bore Hole Compensated). Tomado de Schlumberger, 1972, 1975.

Algunas veces el primer arribo, aunque sea suficientemente fuerte para activar el receptor más cercano al transmisor, resulta demasiado débil para activar el receptor más lejano. Este puede ser activado por un arribo más tardío del tren de ondas y como resultado el tiempo de tránsito medido en este ciclo será demasiado largo. Cuando esto ocurre, la curva sónica muestra un deflexión abrupta y grande hacia valores más grandes de  $\Delta t$ . Este efecto es conocido como “salto de ciclo” (cycle skipping). Estos saltos ocurren solamente cuando la señal es fuertemente atenuada por formaciones no consolidadas, por fracturas, por saturaciones de gas, o por lodos con aire o gas en suspensión.

## 2.7. - Porosidad:

En un sentido muy amplio, la porosidad se puede definir como la medida de los espacios vacíos en una roca, la misma se puede definir como:

$$Porosidad = \phi = \frac{Volumen\ de\ Espaci\acute{o}n\ Vacios}{Volumen\ Total}(100) \quad (2.7)$$

O

$$\phi = \frac{V_p}{V} = 1 - \frac{V_{ma}}{V} \quad (2.8)$$

donde:

$V_p$ : Volumen de vacío o poros

$V_{ma}$ : Volumen de la matriz

$V$ : Volumen total de roca

Schön (1996) da una definición corta de porosidad (tomada de Serra, 1984): “Porosidad es la fracción del volumen total de una roca que no está ocupada por los constituyentes sólidos”. Esta es una definición muy completa para **porosidad total** (figura 2.7).

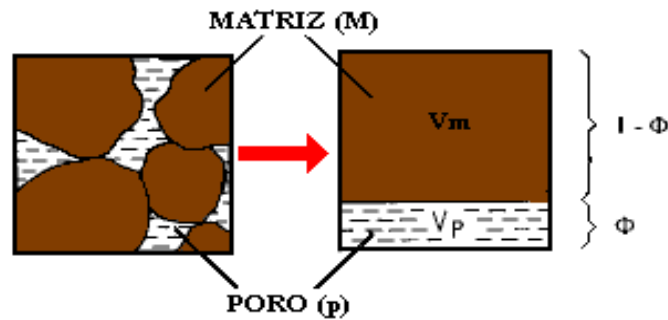


Figura 2.7. - Definición de Porosidad. Tomado de Schön, 1996.

La porosidad es el resultado de varios procesos geológicos, tanto físicos como químicos, y si es generada durante la génesis de la roca se denomina *Porosidad Primaria*. Si la porosidad se genera durante la historia geológica de la roca, esta se denomina *Porosidad Secundaria* (Schön, 1996)

La porosidad primaria puede ser:

- ✓ *Intergranular*: Típica de areniscas, en general presenta buenas interconectividad y permeabilidad. La porosidad efectiva es casi equivalente a la total.
- ✓ *Intragranular*: es la más típica de fragmentos esqueléticos, y raramente se conserva.

La porosidad secundaria se forma tras la deposición de los sedimentos. Los tipos son:

- ✓ *Fenestral*: se desarrolla donde hay espacios en la roca mayores que los poros normales. Es característica de pelmicritas de laguna en las que la deshidratación causa fractura y plegamiento. Es rara de encontrar.

✓ *Intercristalina*: se da entre cristales, y es en general la más común en muchos depósitos.

Se da sobre todo en dolomitas.

✓ *Solución*: es común en carbonatos, aunque también se puede dar en areniscas. Puede ser de dos tipos: móldica o “vuggy” o vugular (que puede extenderse hasta hacerse cavernosa). La porosidad efectiva puede ser baja al no estar conectados los poros.

✓ *De fractura*: se da en cualquier roca que sea frágil a los esfuerzos, aunque también puede deberse a descarga de sobreenterramiento y erosión subsiguiente, o bien por reducción de volúmenes debido a enfriamiento. Las fracturas son a veces rellenadas por cementos.

Existen varios tipos de porosidad según la conexión de sus poros (ver figura 2.8):

✓ *Conectada*: Poros conectados por un solo lado.

✓ *Interconectada*: Poros conectados por varios lados. Las corrientes de agua pueden desalojar el hidrocarburo presente en esos poros.

✓ *Aislada*: Poros aislados.

Los poros conectados e interconectados constituyen la porosidad efectiva debido a que son ellos los que la dan la permeabilidad de la formación.



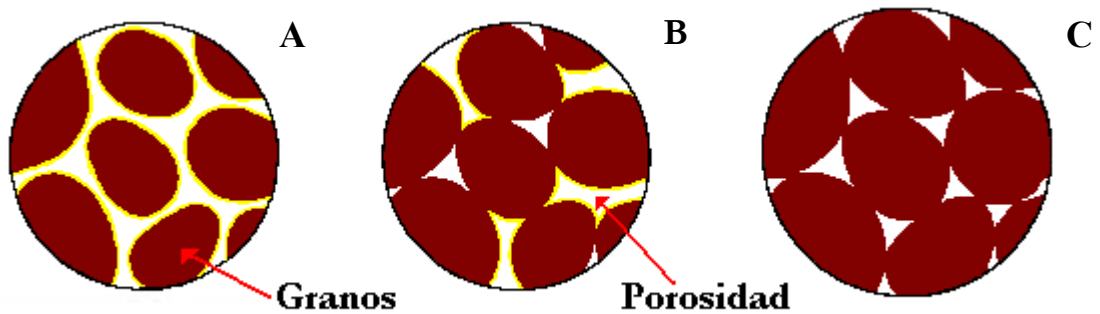


Figura 2.8. - Tipos de porosidad según la conexión de sus poros. A. Porosidad Interconectada, B. Porosidad Conectada y C. Porosidad Aislada. Tomado de <http://www.geocities.com/CollegePark/1306/almacen1.htm>

Los valores de porosidad pueden ser obtenidos del perfil sísmico, perfil de densidad o perfil neutrónico. Además de las porosidades, existen otros factores que afectan a estas herramientas, como son la naturaleza de los fluidos que ocupan los poros, la arcillosidad, la litología, etc. Schlumberger, sugiere que para obtener valores más precisos de porosidad así como información sobre los otros parámetros, es preciso hacer la combinación de dos o tres perfiles de porosidad.

Las lecturas de estas herramientas son determinadas por las propiedades de las formaciones en las cercanías de la pared del pozo. Según Schlumberger, el perfil neutrónico y el de densidad son afectados por una porción un poco más profunda de la formación, dependiendo esto en cierta medida de la porosidad, pero en general se trata de la zona lavada. No así el perfil sísmico el cual mide en las cercanías de las paredes del pozo.

## **CAPÍTULO III: JERARQUIZACIÓN DE LA BASE DE DATOS**

### **3.1. - Base de Datos:**

Para realizar la jerarquización e inventario de las técnicas existentes para determinar secciones erosionadas por medio de registros de pozo, fue necesario realizar una base de datos que resumiera todos los trabajos relacionados con este tópico. La base de datos consta de unas 57 referencias, tomadas tanto de la web, como de revistas técnicas e informes técnicos de la empresa.

La base de datos en cuestión (ver apéndice # 1), está ordenada por año de forma descendente abarcando un rango entre 1930 y 2001. La misma presenta 5 columnas importantes que se describen a continuación:

- ✓ AÑO: En esta columna se encuentra el año en que fue realizado el artículo o informe.
- ✓ TÍTULO: Título o nombre del artículo o informe.
- ✓ AUTOR (ES): En esta columna se muestra el autor o los autores del trabajo en sí.
- ✓ REFERENCIA: Indica la dirección en la cual se podría obtener el artículo o el informe en cuestión.
- ✓ WEB SITE: Muestra la dirección en Internet donde se podría encontrar el trabajo.

### 3.2. - Jerarquización de la Base de Datos:

Con la finalidad de seleccionar las técnicas más importantes utilizadas por la industria petrolera para la determinación de secciones erosionadas por medio de registros de pozo, fue necesario hacer una revisión de todas las referencias que conforman la base de datos anteriormente descrita.

La base de datos no contiene sólo técnicas para la determinación de secciones erosionadas, sino que contiene muchos trabajos referentes a porosidad, compactación y registros sínicos, debido a que ellos son las bases del estudio a realizar en este trabajo especial de grado. Es por ello que se realizó una importante jerarquización de la siguiente forma:

✓ **Referencias Muy Importantes:** Estas referencias están marcadas en color verde oscuro en la base de datos y se refieren a las técnicas en sí para la determinación de secciones erosionadas por medio de registros de pozo.

✓ **Referencias Importantes:** Las referencias importantes son todas aquellas marcadas de color verde claro en la base de datos. Estas referencias denominadas importantes son todos aquellos trabajos relacionados a la determinación de secciones erosionadas por medio de registros de pozo, utilizando las técnicas nombradas en las referencias “muy importantes”.

✓ **Referencias Medianamente Importantes:** Estas referencias están marcadas en amarillo en la base de datos y son todas aquellas que están relacionadas al aporte de

información básica para la aplicación o proposición de las metodologías destinadas a la determinación de secciones erosionadas por medio de registros de pozo.

✓ **Referencias Poco Importantes:** Estas referencias son las marcadas en rojo y son todos los trabajos presentes en la base de datos que no se incluyen en ninguna de las categorías anteriores.

De la revisión realizada, se obtuvo una base de datos realizada con la ayuda del programa “Excel” de Microsoft, la cual es mostrada en el apéndice # 1 de este trabajo especial de grado. De la misma se tienen:

- ✓ 5 muy importantes.
- ✓ 6 artículos importantes
- ✓ 19 artículos de mediana importancia, y
- ✓ 27 artículos considerados de poca importancia, a efectos de este estudio

A continuación de muestra un breve resumen de los artículos considerados muy importantes en cuanto a determinación de espesores de secciones erosionadas por medio de registros de pozo. Así mismo en el capítulo IV se presentará la evolución de la técnica que actualmente se utiliza en la industria petrolera para este fin y el aporte que tuvieron algunos de los autores considerados importantes y muy importantes en la base de datos.

### **3.3. - Resumen de Técnicas:**

**TITULO:** Thickness of removed Sedimentary Rocks, Paleopore Pressure, and Paleotemperature, Southwestern Part of Western Canada Basin

**AUTOR:** Kinji Magara (1976)

**RESUMEN:** Los espesores de roca sedimentaria removidos por erosión en el pasado geológico pueden ser evaluados por medio de datos de compactación. Esto es posible debido a que la compactación está relacionada con la profundidad de enterramiento y la sobrecarga, si la presión de poro es normal o hidrostática.

El nivel de compactación puede ser determinado por el "registro sísmico", debido a que el tiempo de tránsito sísmico es una función de porosidad en una litología uniforme.

Cuando la presión de poro es normal, la relación entre el logaritmo de tiempo de tránsito sísmico y la profundidad en un intervalo relativamente somero, puede aproximarse a una línea recta. Dicha línea recta es conocida como la "tendencia de compactación normal", la cual se extrapola para obtener el valor del tiempo de tránsito en la superficie ( $\Delta t_0$ ), en una situación donde no haya habido una erosión significativa.

En una zona donde la erosión haya sido significativa, si la tendencia de compactación normal es extrapolada a la superficie, el valor del tiempo de tránsito de la superficie actual ( $\Delta t_0'$ ), será más pequeño que el valor del tiempo de tránsito para tal caso en el cual la erosión no hubiera ocurrido ( $\Delta t_0$ ). Si la tendencia de compactación normal es extrapolada a  $\Delta t_0$ , el espesor de roca removida puede ser determinado. Por lo general la tendencia de compactación normal es extrapolada hasta 200  $\mu\text{seg/pie}$ , debido a que el tiempo de tránsito no puede exceder de ese valor para agua o 100% porosidad.

**TITULO:** A New Approach to Shale Compaction and Stratigraphic Restoration, Beaufort - Mackenzie Basin and Mackenzie Corridor, Northern Canada

**AUTOR:** D.R. Issler (1992)

**RESUMEN:** En áreas erosionadas, la cantidad de estrato que se ha perdido a causa de la erosión puede ser estimado por medio de la curva de compactación normal.

La compactación de lutitas es fiable por ser un proceso irreversible, el cual es el resultado principal de un reordenamiento mecánico de granos, es decir, la profundidad de soterramiento es el factor principal que controla la reducción de la porosidad de lutitas, por tanto, la compactación de lutitas puede ser utilizada para estimar la cantidad de erosión o como un indicador de paleoprofundidad insensible a temperatura.

Una vez establecida la "tendencia de compactación normal", se debe establecer la "curva de compactación de lutitas" para aquellas áreas donde se quiera determinar la cantidad de erosión. A partir de allí, Issler (1992) propone 3 metodologías:

- ✓ Sobreponer las curvas de compactación de lutitas sobre la tendencia de compactación normal, hasta lograr una buena concordancia entre ambas. La diferencia que exista entre los ejes verticales de ambas (profundidad) proveerá una estimación de la sección erosionada.
- ✓ Si se supone un gradiente de compactación constante para toda el área, la erosión podría ser estimada por medio de la comparación de profundidades con 0% porosidad para áreas distintas.
- ✓ Se supone una porosidad superficial inicial, a la cual se le resta la porosidad superficial actual y se divide por la pendiente de la curva de regresión de las áreas en estudio.

**TITULO:** Analysis of Sonic Well Logs Applied to Erosion Estimates in the Bighorn Basin, Wyoming

**AUTOR (ES):** Henry P. Heasler & Natalya A. Kharitonova (1996)

**RESUMEN:** Estos autores propusieron un modelo exponencial mejorado de la data de tiempo de tránsito sónico como una función de la velocidad tomando en cuenta las velocidades sónicas de las rocas, el cual es un modelo mucho más real geológicamente hablando. Los mismos también suponen la compactación mecánica de la roca como el factor dominante que controla la porosidad.

Como ya se discutió la construcción de la línea de "tendencia de compactación normal" permite cuantificar la cantidad de erosión, así como la determinación de zonas presurizadas o descompactadas.

Heasler y Kharitonova (1996) afirman que la ecuación de la forma:

$$\Delta t = \Delta t_0 e^{(-bZ)}$$

no describe adecuadamente la relación tiempo de tránsito - profundidad, dado que a grandes profundidades, es decir,  $Z \rightarrow \infty$  el  $\Delta t \rightarrow 0$ , cuando debería ser igual al tiempo de tránsito de la matriz. Por esa razón ellos introdujeron una constante "C", denominada constante de velocidad de la matriz, la cual presenta valores entre 39  $\mu\text{seg/pé}$  (dolomitas) y 67  $\mu\text{seg/pé}$  (lutitas con 0% porosidad), aunque Magara (1976) sugirió usar 68  $\mu\text{seg/pé}$  para el tiempo de tránsito de una matriz lutítica.. Así la ecuación queda de la forma:

$$\Delta t = \Delta t_0 e^{(-bZ)} + C$$

donde,  $\Delta t$  es el tiempo de tránsito a cualquier profundidad  $Z$ ,  $\Delta t_0$  es el tiempo de tránsito en superficie, el cual varía de 180 a 200  $\mu\text{seg /pé}$ . "b" es la constante de decaimiento exponencial y "C" la constante de velocidad de la matriz.

**TITULO:** Programa RESTORE - Estimate Thickness of an Eroded Interval. GAEAPAS

**AUTOR:** M. H. Nederlof (1996)

**RESUMEN:** Nederlof generó un programa, basado en la metodología de Heasler y Kharitonova (1996), cuyo objetivo es estimar el espesor de una sección erosionada por medio de un gráfico de tiempo de tránsito vs. profundidad.

Nederlof grafica valores de tiempo de tránsito , en escala logarítmica, contra profundidad. Se podría afirmar que la unidad fue erosionada si ocurre una ruptura en la tendencia decreciente de los valores de tiempo de tránsito con respecto al incremento de la profundidad a nivel de la discordancia.

El tiempo de tránsito reacciona tanto a la compactación como a la presión efectiva, por lo que se agregó un factor de corrección para la presión que debe ser aplicado a los valores de los tiempos de tránsito, y se podría asumir como  $-4,2e^{-0,5}/m$  en términos de  $\log_{10}(\Delta t)$ . Para hacer la restauración de la unidad, ambas tendencias de compactación (secciones pre y post discordancia) deben estar alineadas sobre una misma línea, con la salvedad que no se puede alterar el tiempo de tránsito de ninguna de las dos, así se obtendrá un estimado de la sección erosionada.

Cuando las pendientes de ambas secciones son diferentes, la pendiente que se va a utilizar es un promedio entre ambas.



**TITULO:** Estimación de Espesores Erosionados del Eoceno, Mediante Registros Sónicos en el área de Zulia Oriental

**AUTOR:** María del Carmen Gómez (1997a y 1997b)

**RESUMEN:** Gómez (1997a y 1997b) desarrolló una metodología para la determinación de espesores erosionados en intervalos presurizados o sobrepresionados, a partir del registro sísmico. La metodología se basa en los diferentes grados de compactación que presentan las formaciones, dependiendo de su litología y soterramiento, así como en el modelo exponencial de los tiempos de tránsito como una función de profundidad.

Para obtener la pendiente de compactación se grafica la curva sísmica a escala 1:10000. Se establece la pendiente pre - discordancia en la sección no presurizada, extrapolandola hasta la superficie de erosión.

Esta pendiente se relaciona con la pendiente de la sección post - discordancia, extrapolando los tiempos de tránsito de la sección pre - discordancia hasta los tiempos de tránsito iniciales de la sección suprayacente o post - discordancia.

Cabe destacar, que las diferentes discontinuidades deben estar validadas por interpretaciones bioestratigráficas, sedimentológicas y/o sísmicas.

Así mismo, Gómez (1997a) le hizo algunas modificaciones al modelo de Nederlof (1996) para aquellas zonas donde no hay evidencia de sobrepresión. En vez de tomar la pendiente promedio entre ambas secciones (pre y post - discordancia), ella utilizó la pendiente de la sección pre - discordancia como base para la realización de la extrapolación.

## CAPÍTULO IV: EVOLUCIÓN DE LAS TÉCNICAS

La estimación de la sección erosionada y la máxima profundidad de enterramiento es de gran importancia en la exploración petrolera, tanto para la determinación del momento en que ocurre la maduración del petróleo y si la misma ha podido haber ocurrido, así como para la determinación de la configuración estructural en algún tiempo determinado. La generación y maduración del petróleo es dependiente de la temperatura y el tiempo geológico, así que la estimación de la máxima profundidad de enterramiento o la máxima temperatura que el estrato alguna vez alcanzó es un factor importante en la evaluación del potencial hidrocarburífero. Los análisis propuestos de máxima profundidad de enterramiento son esenciales en la evaluación de la configuración paleoestructural, la cual es de suma importancia en la evaluación de prospectos (Magara, 1978).

En 1930, **Athy**, en su trabajo “Density, Porosity, and Compaction of Sedimentary Rocks”, fue uno de los pioneros en escribir a cerca de la relación entre la profundidad de soterramiento y la densidad, porosidad y compactación de los diferentes tipos de sedimentos. Athy (1930) fue uno de los primeros en afirmar que se puede determinar una cantidad aproximada de material erosionado por medio de estudios de densidad y porosidad.

Según Athy (1930), la porosidad de un sedimento al momento de su depositación depende del tamaño de los granos, la forma, el grado de uniformidad de los mismos, tanto en tamaño como en forma, así como el modo del empaquetamiento de los granos

individuales. Después que un sedimento ha sido depositado, enterrado y litificado, existen una serie de factores que determinan su porosidad. Entre esos factores tenemos: la deformación y fracturamiento de granos, recristalización, crecimiento secundario, cementación y en algunos sedimentos la disolución. La densidad de la roca está afectada por los mismos factores, sin embargo, cualquier factor que tienda a reducir el espacio poroso también tenderá a incrementar la densidad.

Athy (1930), afirma que la continua aplicación de la presión, sea lateral o vertical, conlleva a una reducción en porosidad y o un incremento de densidad. Sin embargo, la cantidad de compactación no es exactamente proporcional ni a la reducción de porosidad, ni al incremento de densidad.

Quizás una de las conclusiones más importantes de Athy (1930), fue que la compactación no se puede medir directamente debido a que por lo general no se conoce el volumen inicial de sedimentos, pero la misma puede ser calculada por cambios medidos en porosidad y densidad. Si sólo se usa la porosidad como base del cálculo, este estará ligeramente errado, pero en lutitas el 95% de la reducción de porosidad es debido a compactación, por lo que el cálculo será más exacto si se realiza en dicha litología.

En lutitas no calcáreas, ni orgánicas, ni con suficiente cantidad de minerales pesados ni pirita, la densidad y la porosidad es una medida de compactación, ya que en ellas ocurre muy poca cementación y por tal la mayoría de los cambios de densidad y porosidad que en ellas ocurren se deben al incremento de la presión.

La relación porosidad – profundidad propuesta por Athy en 1930 es la siguiente:

$$\phi = \phi_0 e^{(-bZ)} \quad (4.1)$$

Donde:

$\phi$ : Porosidad

$\phi_0$ : Porosidad promedio en superficie

b: constante

Z: profundidad de soterramiento

En conclusión, Athy (1930) afirma que si se establece una relación entre compactación y profundidad de soterramiento, será posible determinar la máxima profundidad de soterramiento a la cual las lutitas han sido sometidas, en cualquier área que no haya estado sometida a la acción perturbadora de la erosión. Así mismo, con dicha relación se puede estimar la sobrecarga que ha sido erosionada de la sección estratigráfica.

**Wyllie, Gregory y Gardner**, en 1956 en su trabajo “Elastic Wave Velocities in Heterogeneous and Porous Media”, mostraron relaciones entre ondas de velocidad, porosidad, y la matriz natural de las rocas sedimentarias. A través de dichas relaciones por medio de registros continuos de velocidad en pozos, se pueden suministrar valores de porosidad de formación.

Estas relaciones se basaron en el análisis de los registros continuos de velocidad en términos de porosidad. Así mismo, ellos idearon un método para medir longitudes de ondas sónicas y por tal los tiempos de tránsito de las mismas, lo que se traduce en valores de porosidad.

En los resultados obtenidos, Wyllie y sus colaboradores, notaron un considerable grado de dependencia entre la velocidad y la porosidad. Así mismo, ellos también notaron que

existía otro grupo de datos que reflejaba la influencia de otros factores, como material de matriz, tamaño de granos, su distribución y forma, cementación, el líquido presente en los poros, presión y temperatura. Es por eso que ellos propusieron una fórmula de porosidad de la siguiente forma:

$$t_{\log} = t_f \phi + t_{ma}(1 - \phi) \quad (4.2)$$

que se traduce en:

$$\phi = \frac{t_{\log} - t_{ma}}{t_f - t_{ma}} \quad (4.3)$$

y en términos de velocidad:

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{(1 - \phi)}{V_{ma}} \quad (4.4)$$

donde:

$\phi$ : Porosidad

$t_{\log}$ : Tiempo de tránsito medido en registros

$t_{ma}$ : Tiempo de tránsito de la matriz

$t_f$ : Tiempo de tránsito del fluido contenido en la formación

$V$ : Velocidad medida en registros

$V_{ma}$ : Velocidad de la matriz

$V_f$ : Velocidad del fluido contenido en la formación.

Nuevamente el equipo conformado por **Wyllie, Gregory y Gardner** en 1958, trabajaron a cerca de la aplicabilidad de la fórmula anteriormente propuesta a rocas consolidadas y no consolidadas.

Ellos concluyeron que para rocas consolidadas el material se puede considerar homogéneo y que si presenta fluidos en su espacio poroso que responde con altas velocidades, la fórmula es una buena aproximación de porosidad. En medios descompactados, el factor de atenuación de las ondas merece más estudio.

Así mismo ellos mostraron que no se puede aplicar la fórmula para determinar en volumen total de porosidad de rocas carbonáticas fracturadas o con porosidad vulgar.

En 1961, **Sarmiento** confirma que la cercana relación que existe entre velocidad y porosidad hace posible determinar la porosidad por medio de registros de pozo. En el caso de las areniscas, la relación porosidad - tiempo de tránsito depende de muchos factores geológicos tales como edad de la roca, composición, profundidad, historia tectónica, arcillosidad y el tipo de fluido en sus poros. De todos ellos la profundidad y la arcillosidad son los parámetros más importantes (Sarmiento, 1961). En su trabajo denominado “Geological Factors Influencing Porosity Estimates from Velocity Logs”, se presentan una serie de ecuaciones que toman en cuenta todos los parámetros anteriores para la determinación más precisa de la porosidad.

Según Sarmiento (1961), los carbonatos están mucho menos afectados por la profundidad que las areniscas, aunque su composición mineralógica sea un importante

parámetro que determine porosidad. De la misma forma, en carbonatos con porosidad vulgar, la fórmula tiende a dar pésimos resultados.

El trabajo de Sarmiento (1961), así como muchos otros que se han escrito del mismo estilo, no han tenido trascendencia debido a que se proponen ecuaciones para ser utilizadas en áreas específicas y no algo general como la ecuación propuesta por Wyllie en 1956.

Por su lado **Hottman y Johnson** en 1965, afirman que el conocimiento de la relación presión – profundidad en una provincia geológica, permite mejorar las técnicas de perforación, los programas de revestimiento, los métodos de completación y la evaluación de reservas. El conocimiento de la distribución de presiones de un área de operaciones dada podría reducir en gran parte la magnitud de problemas comunes en perforación por desbalance de presiones y estabilidad de hoyo.

El trabajo de Hottman y Johnson (1965) denominado “Estimation of Formation Pressure from Log – Derived Shale Properties”, presenta las técnicas desarrolladas por estos autores para estimar la presión de formación por medio de la interpretación de registros acústicos y eléctricos.

Estos autores definen la *Presión Normal*, como aquella que se refiere a la presión de la formación, la cual es aproximadamente igual a la presión hidrostática que ejercería una columna de agua de igual profundidad. De igual forma, ellos definen como *Formaciones Sobrepressionadas*, a aquellas formaciones que presentan presiones más altas que la presión hidrostática, las cuales se encuentran a cualquier profundidad en muchas de las áreas

estudiadas. Estas formaciones se conocen como anormalmente presurizadas, de presiones anormalmente altas o simplemente sobrepresionadas. Las formaciones que presentan sobrepresión requieren extremo cuidado y de mucho gasto para su perforación y exploración.

La generación de las formaciones sobrepresionadas se considera como un resultado del fenómeno de compactación. Basado de dicha afirmación, Hottman y Johnson (1965) desarrollaron dos métodos para determinar la presencia de formaciones de arcillas sobrepresionadas por medio de registros de pozo.

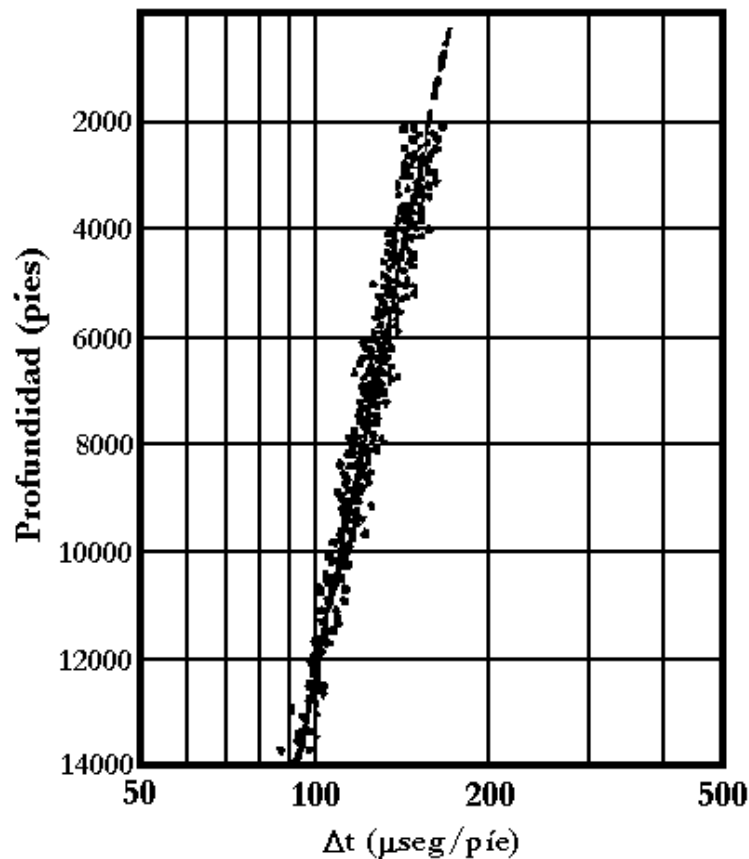


Figura 4.1. - Tiempo de tránsito de lutitas vs. profundidad de enterramiento. Tomado de Hottman y Johnson, 1965.



El método acústico el cual se ilustra en la figura 4.1, muestra como el tiempo de tránsito decrece (se incrementa la velocidad) con el incremento de la profundidad, lo que indica que la porosidad decrece como una función de profundidad. La tendencia mostrada en la figura se denomina “Tendencia de Compactación Normal”. La presión encontrada dentro de esta tendencia de compactación, la cual es función de la profundidad, será la presión hidrostática.

Si se encuentran formaciones sobrepresionadas, los puntos de data divergen de la tendencia normal hacia tiempos de tránsito anormalmente altos como muestra la figura 4.2.

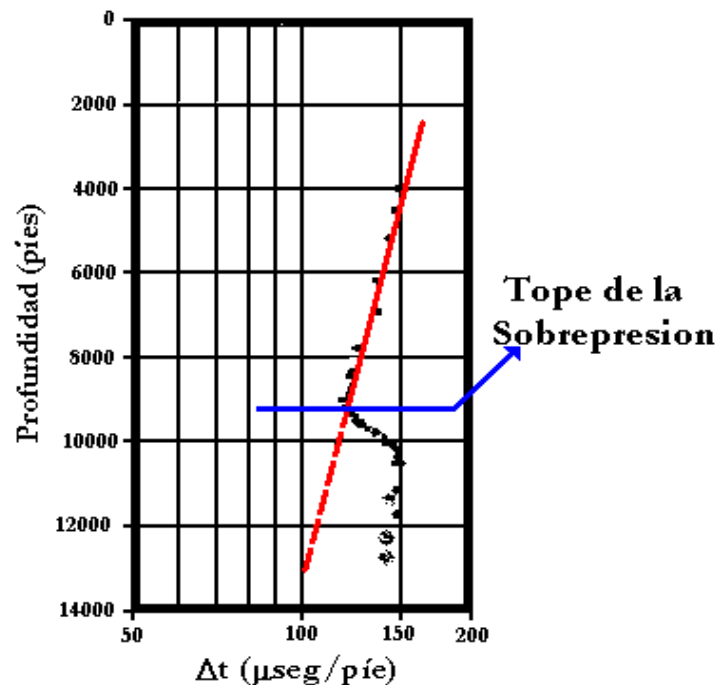


Figura 4.2. - Gráfico de tiempo de tránsito de lutitas vs. profundidad de soterramiento, donde se observa la divergencia de los puntos en la zona sobrepresionada. Tomado y modificado de Hottman y Johnson,

1965.

Según Hottman y Johnson (1965), esta divergencia es medida y llevada a valores de presión de la siguiente forma:

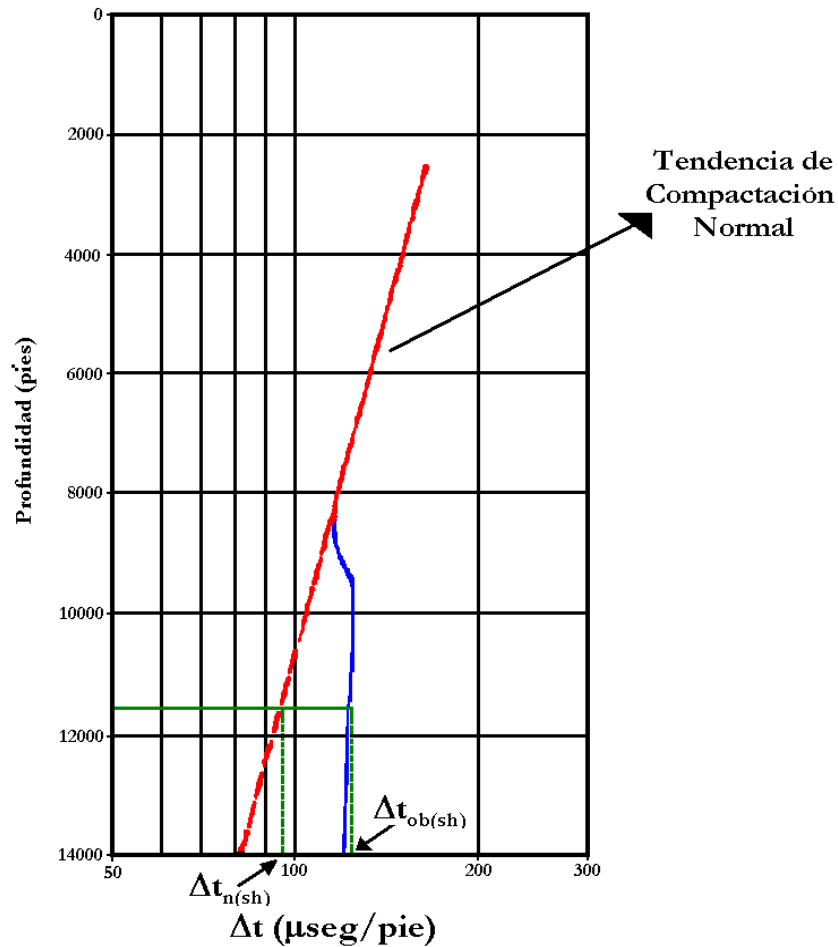


Figura 4.3. - Gráfico esquemático de tiempo de tránsito de lutitas vs. profundidad. La línea verde indica la profundidad a la cual se va a calcular la presión. Tomado de Hottman y Johnson, 1965.

1. A cualquier profundidad a la que se desee encontrar la presión del reservorio, se miden los valores de tiempo de tránsito tanto para la tendencia de compactación normal ( $\Delta t_{n(sh)}$ ) como para la línea generada por la divergencia de la data por debajo del tope de la sobrepresión ( $\Delta t_{ob(sh)}$ ). De dicha medida se obtiene el parámetro  $\Delta t_{ob(sh)} - \Delta t_{n(sh)}$ , como se observa en la figura 4.3.

2. A partir de un gráfico que relaciona el parámetro de  $\Delta t_{ob(sh)} - \Delta t_{n(sh)}$  y el gradiente de presión de fluido del reservorio, el cual se genera a partir de datos de reservorios adyacentes se obtiene el valor del gradiente de presión de fluido correspondiente al parámetro  $\Delta t_{ob(sh)} - \Delta t_{n(sh)}$  obtenido. Dicho gráfico se muestra en la figura 4.4.
3. El gradiente de presión de fluido se multiplica por la profundidad a la cual se calculó el parámetro  $\Delta t_{ob(sh)} - \Delta t_{n(sh)}$ , es decir, por la profundidad a la que se quiere calcular la presión del reservorio.

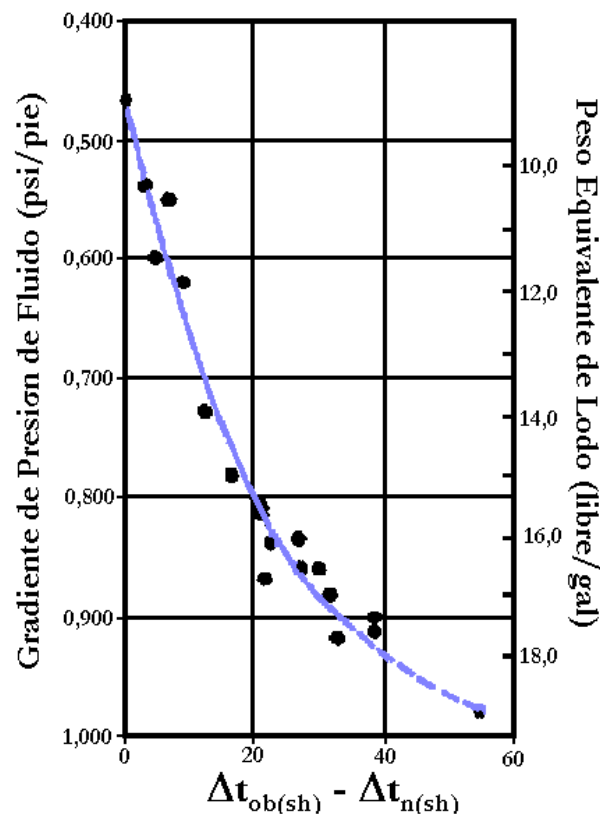
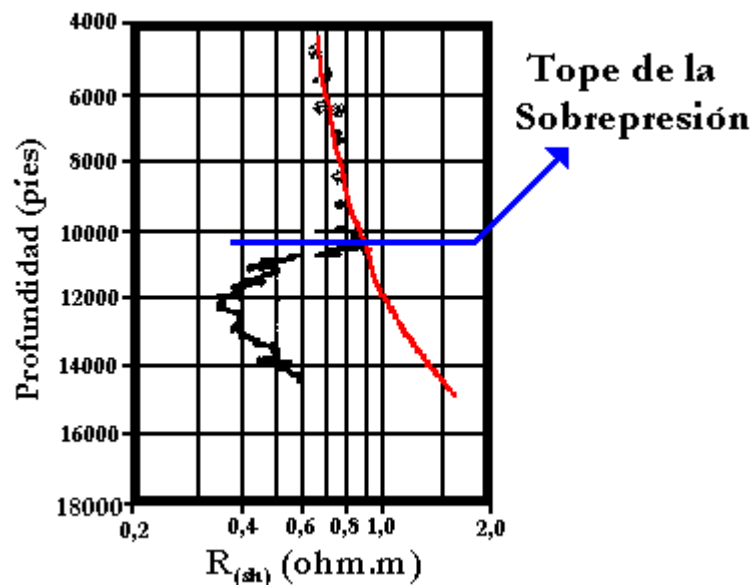


Figura 4.4. - Relación entre el parámetro acústico  $\Delta t_{ob(sh)} - \Delta t_{n(sh)}$  y el gradiente de presión de fluido.

Tomado de Hottman y Johnson, 1965.

Con el método descrito es posible construir perfiles de gradiente de presión para un pozo.

El método de resistividad se basa en las observaciones que se han hecho por muchos años y las que concluyen que la resistividad de la lutitas decrece en zonas sobrepresionadas. Hottman y Johnson (1965) afirman que la resistividad también está afectada por porosidad, temperatura, salinidad del contenido fluido y la composición mineral, factores que han tratado de aislar para considerar sus efectos individuales, así como también han investigado los efectos resultantes de la combinación de los mismos,



para poder reconocer el problema si se encuentra una situación anómala.

Figura 4.5. - Gráfica de resistividad de lutitas vs. profundidad de soterramiento donde se observa la tendencia de compactación normal (línea roja) y la divergencia de los datos en la zona sobrepresionada.

Tomado y Modificado de Hottman y Johnson, 1965.

Al igual que en el método acústico, la tendencia de resistividad de lutitas vs. profundidad se establece para el área de estudio. Esa tendencia refleja la “Tendencia de Compactación Normal” como una función de profundidad. Si se encuentran formaciones sobrepresionadas, los puntos de resistividad de las lutitas divergen de la tendencia normal de compactación hacia valores más bajos de resistividad (ver figura 4.5). Dicha divergencia es medida de modo similar al proceso utilizado por el método acústico. La diferencia que existe entre ambos se debe al parámetro utilizado, puesto que para el método de resistividad es  $R_{n(sh)}/R_{ob(sh)}$ , es decir, resistividad medida en la tendencia de compactación normal entre la resistividad medida en la línea generada por la divergencia de la data por debajo del tope de la sobrepresión a la profundidad que se desea medir la presión.

Una vez obtenido el parámetro se obtiene el gradiente de presión de fluido, el cual se adquiere de un gráfico de relación entre el parámetro de resistividad de lutitas ( $R_{n(sh)}/R_{ob(sh)}$ ) vs. gradiente de presión de fluido de reservorios. Dicha gráfica se obtienen de datos de reservorios adyacentes. Finalmente, la presión del reservorio se obtiene por medio de la multiplicación del gradiente de presión de fluido por la profundidad a la cual se va a calcular la presión.

Así mismo Hottman y Johnson (1965) también explican que las condiciones del pozo y de las formaciones perturbadas circundantes, podrían influir sobre los registros acústicos y de resistividad. Ellos afirman que las técnicas desarrolladas por ellos están limitadas a aquellas áreas a las cuales se les atribuye la generación de la sobrepresión al resultado del proceso de compactación en respuesta a la presión de soterramiento.

**Pennebaker** en 1968a demuestra como es posible predecir por medio de sísmica las posible profundidades a las cuales se encuentran presiones anormales y la magnitud de dichas presiones. Él afirma que numerosos análisis de velocidades de pozo revelan la estrecha relación que existe entre velocidades interválicas (tiempo de viaje interválico) y factores tales como litología, grado de compactación de la roca y presión.

Como se puede observar en la figura 4.6, la desviación de la tendencia normal de compactación puede significar presiones anormales o cambios litológicos abruptos. El método por medio del cual se predicen profundidades de presiones anormales y sus magnitudes por medio de data sísmica, se basa en el hecho que las velocidades interválicas pueden ser calculadas por data sísmica usando técnicas geofísicas conocidas.

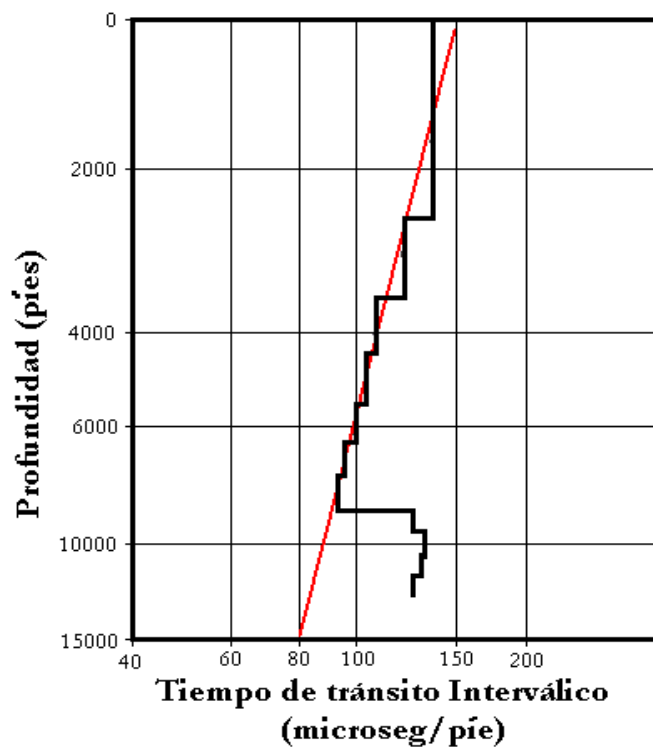


Figura 4.6. - Gráfica de profundidad – tiempo de tránsito interválico mostrando una zona de presión anormal por debajo de 8500'. Tomado de Pennebaker, 1968a.

Según Pennebaker (1968a), los geocientíficos están conscientes de ciertas anomalías que ocurren en las velocidades interválicas como lo muestra la figura anterior, ya que generalmente las velocidades interválicas se incrementan exponencialmente con la profundidad.

En la figura 4.6 se puede observar como los tiempos de tránsito interválicos decrecen hasta cerca de 8500' donde comienzan a incrementarse. Esas “Inversiones de Velocidades” definen zonas de presión anormal. Las velocidades son anormalmente bajas porque las formaciones están subcompactadas (o sobrepresionadas).

Dentro de los inconvenientes que Pennebaker (1968a) encontró para la técnica es que la misma está limitada a cuencas sedimentarias en las cuales las presiones anormales son el resultado del fenómeno de compactación, además que su precisión depende de la calidad de la data sísmica.

Nuevamente en 1968(b), Pennebaker preparó un trabajo para la “Society of Petroleum Engineers” (SPE) donde básicamente destacó lo mencionado anteriormente, es decir, que la sísmica ha sido usada por muchos años por geólogos y geofísicos para definir estructura en subsuelo, pero más recientemente se han comenzado a usar otras aplicaciones como lo es la predicción de la profundidad de las presiones anormales así como su magnitud.

En este trabajo Pennebaker (1968b) discute los efectos de la litología sobre las velocidades interválicas. Las *Lutitas* debido a sus características de baja velocidad

produciría una anomalía similar a una zona de presión anormal si la misma se presenta en grandes paquetes (ver figura 4.7). Las *Calizas* siguen una “línea de compactación de calizas” que se despliega a la izquierda de una línea paralela que se denomina “ línea de compactación normal de areniscas – lutitas”. Las *dolomitas* son más fuertes y densas, y usualmente transmiten la energía más rápido que la caliza, por lo que su línea de compactación se despliega mucho más a la izquierda que las calizas (ver figura 4.7).

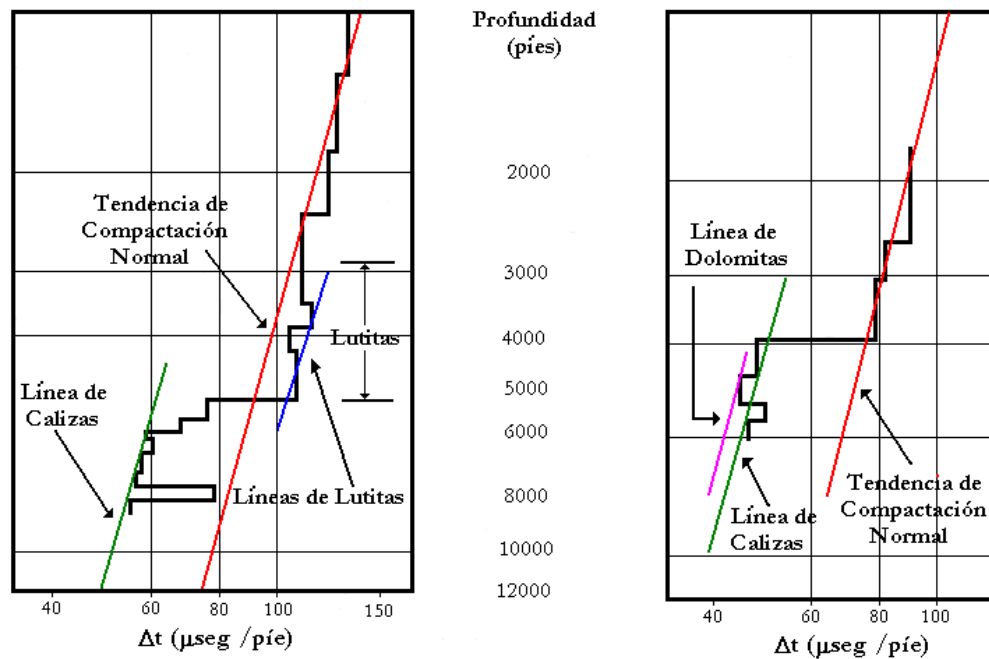


Figura 4.7. - Diagrama que muestra las anomalías en la línea de la tendencia normal de compactación debido a lutitas, calizas y dolomitas. Tomado de Pennebaker, 1968b.

Así mismo las cantidades anormales de areniscas calcáreas también hace que decrezcan los tiempos de tránsito interválicos. De igual forma Pennebaker (1968b) afirma que en sedimentos más viejos los tiempos de tránsito son menores que en sedimentos más jóvenes (figura 4.8)



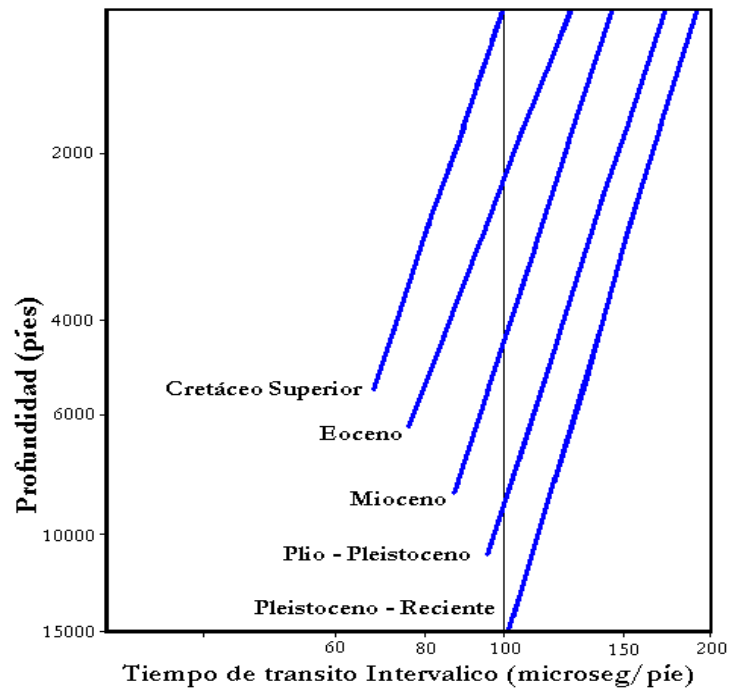


Figura 4.8. - Ubicación de la línea de tendencia de compactación normal relacionado a la edad geológica.

Tomado de Pennebaker, 1968b.

En 1976, **Kinji Magara** publica su trabajo “Thickness of Removed Sedimentary Rocks, Paleopore Pressure, and Paleotemperature, Southwestern Part of Western Canada Basin”. En 1978 por medio de la editorial Elsevier Scientific Publishing Company, Magara publica el libro “Compaction and Fluid Migration, practical petroleum geology”. Hasta la actualidad, Kinji Magara es el autor que más ha trabajado en el campo de la determinación de las secciones erosionadas por medio de los registros de pozo. Tanto en su trabajo como en su libro, Magara propone un método para la determinación de los espesores de roca sedimentaria removidos por la erosión.

Según Magara (1978), la compactación de lutitas es el resultado de los cambios físicos, químicos y mineralógicos que ocurren en el subsuelo. De igual modo, se conoce que el

nivel de la compactación de lutitas está principalmente controlado por la profundidad de soterramiento (o la presión de la carga sedimentaria), si la presión de la formación es hidrostática. Magara (1976), afirma que los espesores de roca sedimentaria removidos por erosión en el pasado geológico pueden ser evaluados por el uso de datos de compactación, es decir, por medio de los valores del tiempo de tránsito de las lutitas que son registrados en perfiles sínicos.

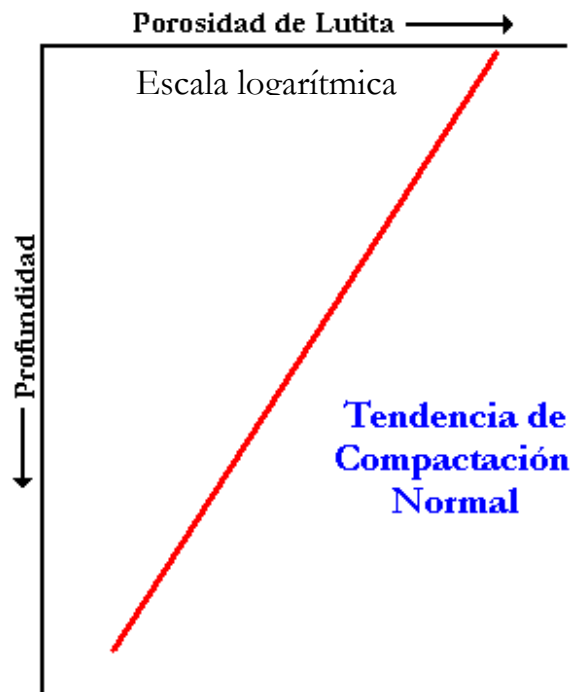


Figura 4.9. - Diagrama esquemático de porosidad vs. profundidad. Tomado de Magara, 1978.

La porosidad de las lutitas decrece con el incremento de profundidad (figura 4.9). La tasa de reducción de porosidad es rápida en profundidades someras y más lenta a grandes profundidades. Según Magara (1978), la porosidad también puede estar influenciada por la presión, debido a que si la presión es más alta que la presión hidrostática normal las lutitas están subcompactadas, por lo que la porosidad será más alta.

Rubey Y Hubbert, en 1959 (en Magara, 1978), propusieron una función exponencial que expresa la relación porosidad – profundidad de la tendencia de compactación normal en condiciones de equilibrio, es decir, bajo las condiciones de presión hidrostática.

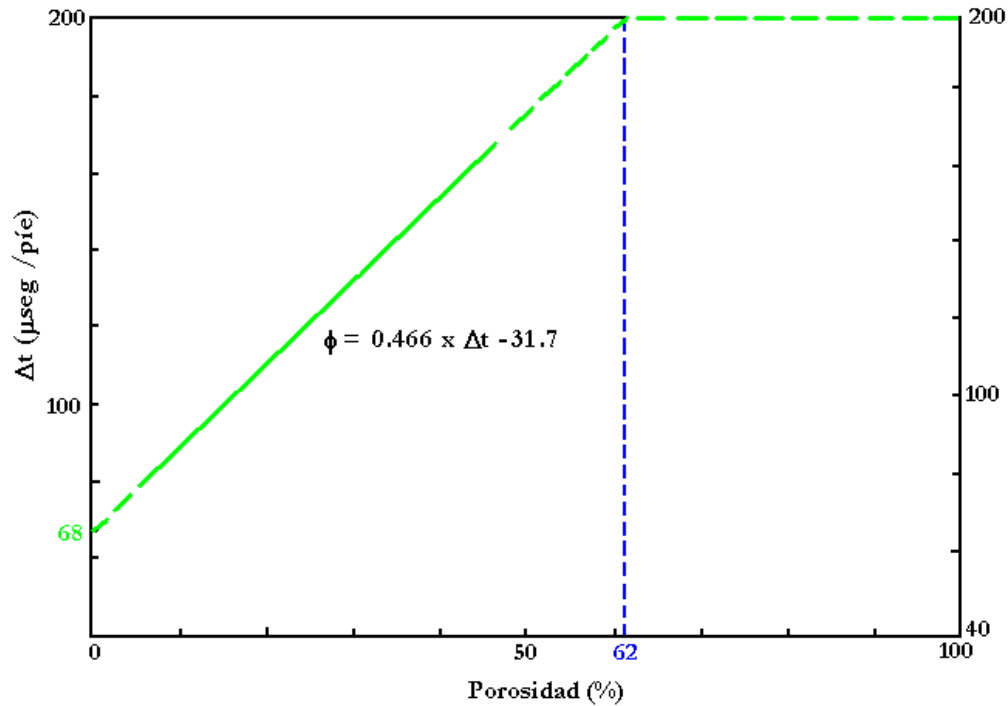


Figura 4.10. - Relación empírica entre porosidad y tiempo de tránsito de lutitas. Tomado de Magara, 1978.

En la figura 4.10 se observa la relación porosidad de lutita – tiempo de tránsito según Magara (1978), la cual se podría explicar de la siguiente forma: el valor del tiempo de tránsito para agua o 100% porosidad, está cerca de 200 μs/pie. Si se adiciona una pequeña cantidad de sedimentos arcillosos (5 – 10%), no se produciría un cambio importante en el tiempo de tránsito, debido a que el sonido viajaría a través del agua y no de la arcilla. El valor del tiempo de tránsito permanecerá siempre en el mismo nivel hasta que la cantidad de arcilla se haga 38%, aproximadamente, del volumen total (o 62%

porosidad). A partir de ese punto, el tiempo de tránsito comienza a disminuir a medida que se incrementa la cantidad de arcilla (o la porosidad disminuye).

Para la estimación de espesores de roca sedimentaria removida por erosión, se pueden emplear los cambios que se presentan en las tendencias normales de porosidad de las lutitas. Sin embargo, la data de porosidad de lutitas no siempre está registrada. La data de compactación de lutitas, tal como la data de registros sínicos, por lo general está disponible, así que son usados más frecuentemente (Magara, 1978).

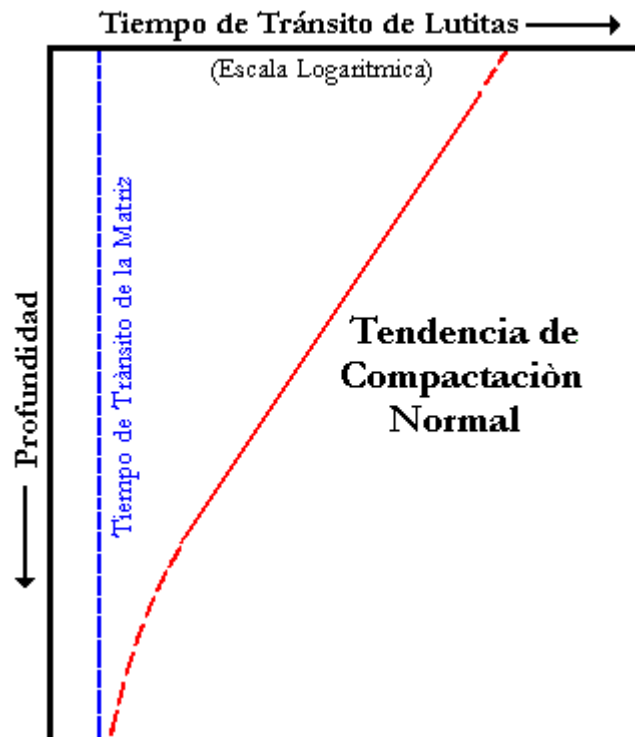


Figura 4.11. - Tiempo de tránsito de lutitas vs. profundidad. Tomado de Magara, 1978.

En un gráfico de tiempo de tránsito acústico de las lutitas vs. profundidad (ver fig. 4.11) dentro de una zona de compactación muestra una reducción continua de la porosidad a medida que aumenta la profundidad. El mismo gráfico sobre papel semilogarítmico no

muestra una verdadera línea recta, la misma presenta una curva en profundidad debido a la aproximación del tiempo de tránsito de la matriz. Por su lado la relación porosidad – profundidad se puede presentar como una línea recta sobre papel semilogarítmico como se observa en la figura 4.9.

La figura 4.12 muestra una relación esquemática del tiempo de tránsito – profundidad de lutitas relativamente somera, en un intervalo normalmente compactado. La tendencia de compactación normal que se obtiene de dicho gráfico se puede extrapolar a la superficie y obtener el tiempo de tránsito en superficie ( $\Delta t_0$ ), para el caso en que no ha habido un evento de erosión importante (Magara, 1978).

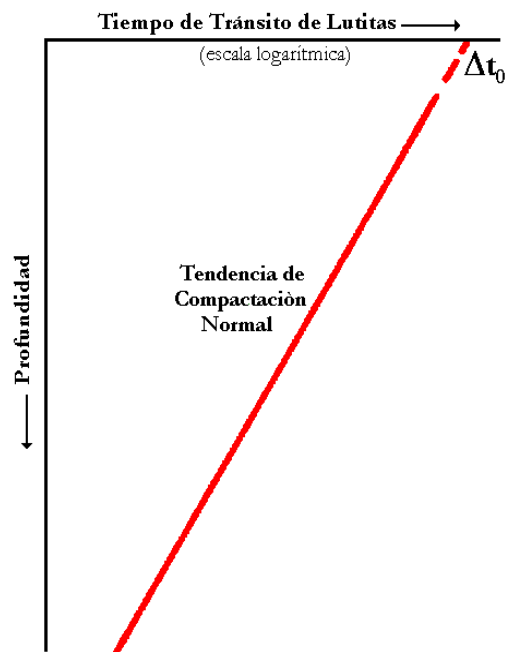
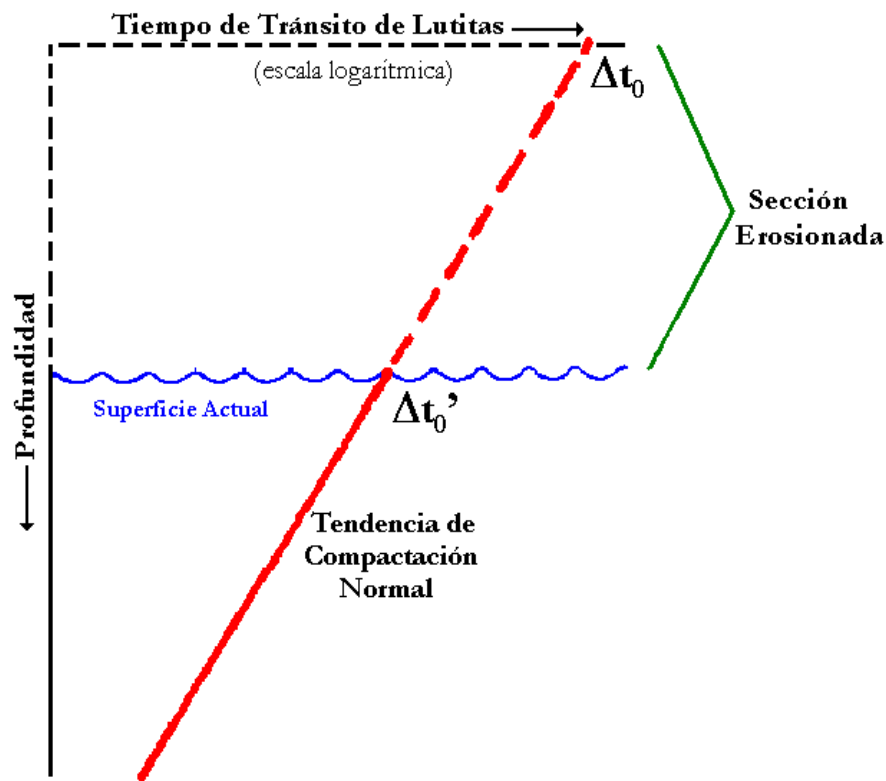


Figura 4.12. - Relación esquemática del tiempo de tránsito vs. profundidad en un intervalo normalmente compactado. Tomado de Magara, 1978.

La figura 4.13 muestra un ejemplo esquemático de la relación tiempo de tránsito de las lutitas – profundidad donde la sección superior fue removida por erosión. La superficie actual está marcada por una línea ondulada. Si la tendencia de compactación normal que se observa en subsuelo se extrapola a la superficie actual, el valor del tiempo de tránsito ( $\Delta t_0'$ ) será más pequeño que el valor de  $\Delta t_0$  correspondiente en caso donde no hubo una erosión importante. Por lo tanto, extrapolando el  $\Delta t_0'$  con la misma pendiente hasta el valor  $\Delta t_0$  se puede estimar el espesor entre ambos valores, el cual corresponde al espesor



erosionado.

Figura 4.13. - Relación esquemática entre tiempo de tránsito de lutitas vs. profundidad donde la sección superior fue removida por erosión. Tomado de Magara, 1978.

Según Magara (1978), la distancia entre la superficie erosional (superficie actual en este caso) y el nivel en el cual el valor extrapolado iguala  $\Delta t_o$ , es el espesor de roca sedimentaria removida por erosión.

Del conocimiento a cerca del proceso de compactación de las lutitas, Magara afirma que para la mayoría de las cuencas, el valor  $\Delta t_o$  no excedería de 210  $\mu s/pé$ . Sin embargo, de extensivos estudios realizados, Magara obtuvo que un valor de 200  $\mu s/pé$  para el tiempo de tránsito en superficie ( $\Delta t_o$ ) es una muy buena aproximación para áreas donde no hubo una erosión significativa.

Si la superficie de erosión está ubicada en la superficie actual, la máxima profundidad de enterramiento de un estrato dado puede ser calculado por la suma de la profundidad actual del estrato y el espesor erosionado

Magara (1978), afirma que si la superficie de erosión no coincide con la superficie actual, sino que está en subsuelo, como lo muestra la figura 4.14, el espesor de roca sedimentaria removida por erosión debe ser estimado de manera diferente, es decir, usando la superficie de erosión como referencia. La figura 4.14 muestra que la diferencia entre la superficie actual y la superficie sedimentaria original estimada antes de la erosión es A. Así mismo muestra que la diferencia entre la superficie erosional y la superficie actual es B, es decir, nuevos sedimentos cuyo espesor es B, fueron depositados después del evento de erosión. En este caso el espesor de secuencia erosionada es el total de la suma de los espesores de A y B. Sin embargo, la máxima profundidad de enterramiento para el estrato de areniscas en la profundidad actual, puede ser calculado por la suma de A y C.

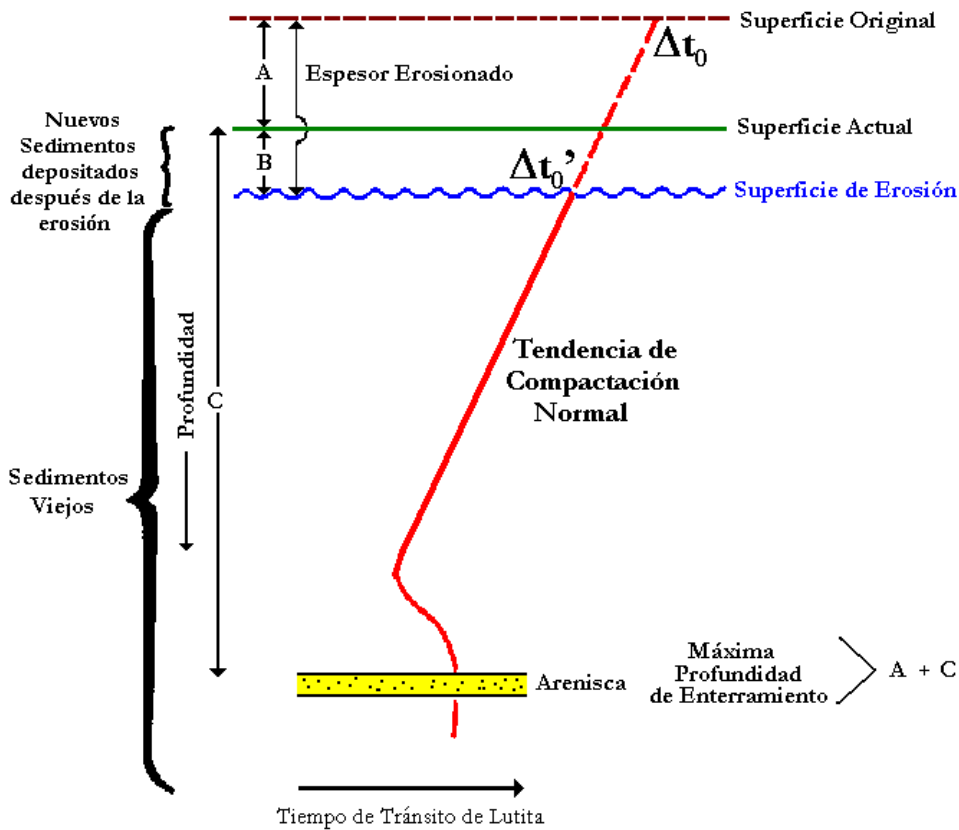


Figura 4.14. - Esquema gráfico de tiempo de tránsito – profundidad donde el espesor de sedimentos depositados después de la erosión es menor que el espesor erosionado. Tomado de Magara, 1978.

Si la superficie de erosión está mucho más profunda que en el ejemplo previo, y si el espesor de sedimentos depositados después de la erosión es más grande que el de los sedimentos erosionados, como se muestra en la figura 4.15, las dos tendencias de compactación normal en las secuencias sedimentarias pueden ser graficadas y extrapoladas hasta el tiempo de tránsito de una secuencia donde no hubo erosión, es decir,  $\Delta t_0$  en la superficie actual. En otras palabras, el registro de la data de compactación de lutitas antes de la erosión fue completamente removido y sustituido por sedimentación renovada. Cabe destacar que las dos tendencias extrapoladas caen sobre la



misma línea debido a la suposición que tanto los sedimentos viejos como los sedimentos depositados después de la erosión, son de la misma litología y fueron depositados bajo iguales condiciones.

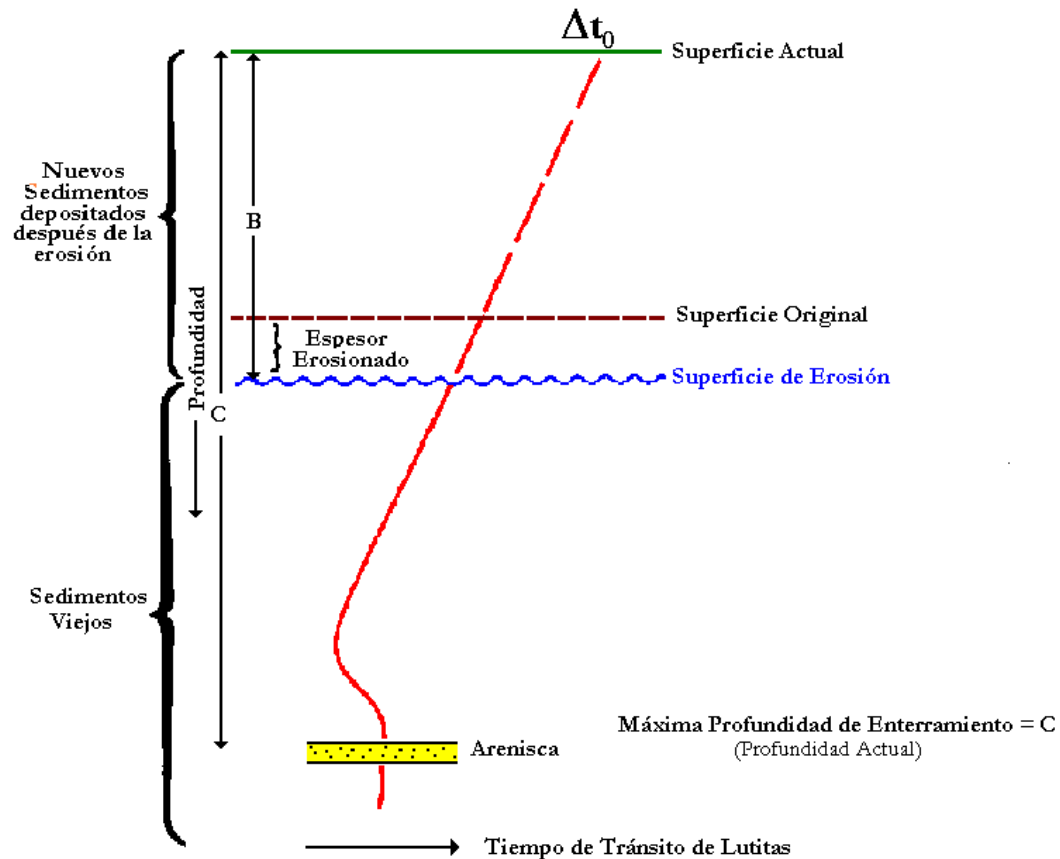


Figura 4.15. - Esquema gráfico de tiempo de tránsito – profundidad donde el espesor de los sedimentos depositados después de la erosión es mayor que el espesor de la erosión. Tomado de Magara, 1978.

Magara (1978) afirma que si el espesor post – erosional o el espesor de los sedimentos post – discordancia es mayor que el espesor de la erosión, y ambos sedimentos, tanto los viejos como los depositados después de la erosión presentan la misma línea de tendencia de compactación normal, el estudio de compactación no puede ser usado para estimar

espesores erosionados, debido a que no se observa quiebre alguno entre los valores de  $\Delta t$ . Se debe usar otro tipo de data como secciones sísmicas, correlaciones paleontológicas o registros eléctricos.

Así mismo, Magara (1978), propuso otras técnicas para estimar secciones erosionadas, tales como: secciones sísmicas, intervalos de velocidad del registro sísmico, porosidad de areniscas y el color de la materia orgánica, las cuales serán explicadas a continuación muy brevemente por no ser objetivo de este trabajo especial de grado:

✓ **Secciones Sísmicas:** Este método se utiliza cuando la erosión está limitada a un área local no regional. El mismo trata de reconstruir las estructuras que se encuentran en el subsuelo, como anticlinales, extrapolando superficies tales como bases de formaciones y asumiendo en la mayoría de los casos que las mismas son uniformes en espesor.

Magara (1978), afirma que un estudio combinado de tiempo de tránsito en lutitas y de secciones sísmicas proveería una mejor solución para la determinación de espesor de erosión.

✓ **Intervalos de Velocidad del Registro Sísmico:** Como afirmó Pennebaker (1968 a,b), el intervalo de velocidad de una formación puede ser estimado por el registro sísmico. Si se grafican valores de tiempo de tránsito obtenidos por sísmica, contra profundidad sobre un papel semilogarítmico (ver figura 4.6), el espesor de la erosión y la máxima profundidad de enterramiento pueden ser estimadas por medio del método propuesto por Magara (1976, 1978).

✓ **Porosidad de Areniscas:** La porosidad de las areniscas también decrece con el soterramiento. Si se ha establecido una relación entre porosidad de arenisca y profundidad para un área donde no ha habido erosión o la misma ha sido insignificante, el espesor de erosión se podría estimar para un área donde las areniscas estén sumamente compactadas usando una técnica similar a la discutida previamente (Magara, 1978).

Así mismo, Magara (1978) también afirma que la porosidad de areniscas está afectadas por muchos otros factores y no es una simple medida de máxima profundidad de enterramiento, aunque la presión de la formación sea normal (presión hidrostática). Por lo tanto la determinación de espesores de secciones erosionadas por medio de areniscas es muy poco fiable.

✓ **Color de la Materia Orgánica:** El color de la materia orgánica en rocas sedimentarias parece más oscuro a mayor profundidad de enterramiento. No es fácil estimar la máxima profundidad de enterramiento por este método, ya que el color de la materia orgánica podría también ser dependiente del tipo de materia orgánica y del transcurso del tiempo geológico.

En 1979, **Naresh Kumar** publicó un artículo en el cual proponía una serie de inconvenientes surgidos con la técnica propuesta por Magara en 1976.

Kumar (1979) indica que la figura 4.12 también puede ser dibujada como un gráfico de velocidad de lutitas – profundidad. La curva resultante implica que el incremento de la tasa de velocidad se incrementa con la profundidad. Por otro lado, Kumar también

muestra en la figura 4.16 A (figura 2 de su trabajo), un gráfico donde se indica que de las observaciones hechas para la mayoría de las áreas, la tasa de velocidad decrece con profundidad (línea punteada).

En la figura 4.16 B, se observa como las curva 1 a la 5 muestran claramente que a profundidades mayores de 5000' las curvas se aproximan a una línea recta, pero a profundidades más someras ellas tienden a ser curvas exponenciales. Kumar (1979) afirma que esa curvatura es crucial si se aplica la técnica de Magara, puesto que no se tendría completamente claro si la extrapolación hasta 200  $\mu\text{seg/pie}$  se hiciese de manera curvilínea o sólo se extrapolaría la tendencia recta por debajo de 5000'. De allí Kumar (1979) planteó dos importantes preguntas:

- ✓ ¿Qué parte de la curva debería ser usada para la extrapolación?
- ✓ ¿Son válidos los estimados de erosión?

Así mismo, sobre dicha figura se colocó la tendencia de compactación normal de Magara (curva n° 6) y una curva que Kumar considera más adecuada visualmente para la figura 5 del trabajo de Magara (1976) enumerada con el n° 7.

Kumar (1979) afirma que es poco factible esperar una función simple para colocar los valores de tiempo de tránsito sísmico a lo largo de todo el rango de velocidad, aunque también afirma que no se puede negar que existen áreas donde los puntos de data caen a lo largo de una tendencia de línea recta sobre un gráfico  $\Delta t$  – profundidad en escala logarítmica. Por ello Kumar (1979) declara que la extrapolación de la “línea recta” al

punto de 200  $\mu\text{seg}/\text{pie}$  sobre un gráfico tiempo de tránsito – profundidad, puede conllevar a obtener resultados erróneos.

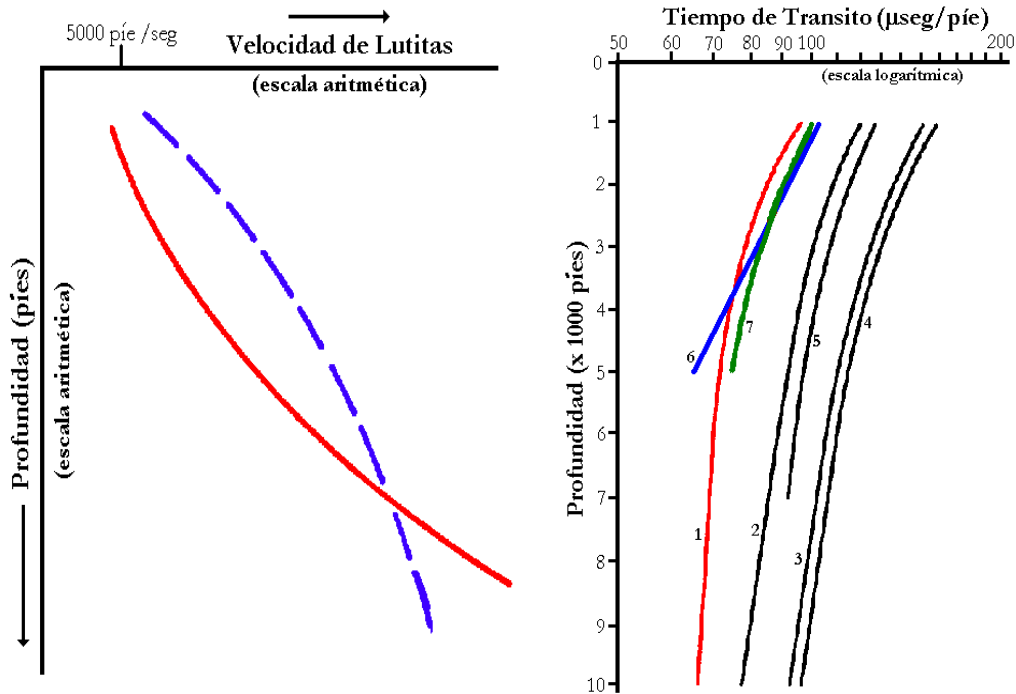


Figura 4.16. - A) Gráfico de velocidad de lutitas vs. profundidad. La curva continua (curva roja) representa la misma data de la figura 4.12 graficada como velocidad de lutitas (escala aritmética) contra profundidad (escala aritmética). La curva punteada (curva azul) representa la tendencia normal esperada para valores de velocidad tomados de la figura 4.16B. B) Varios perfiles de tiempo de tránsito – profundidad. Curva 1: Mississipiense, 2: Cretáceo, 3: Terciario tardío, tomados de datos de Faust (1951). La curva 4 representa el terciario tardío para lutitas normalmente presurizadas de Gardner et al (1974). La curva 5 son lutitas cretáceas. La curva 6 es la línea de tendencia de compactación normal de Magara (1976). La curva 7 es la curva que Kumar considera más adecuada visualmente para la figura 5 del trabajo de Magara (1976). Todas esas curva (excepto la 6) se graficarían como una función similar a la curva punteada de la figura 4.16A.

Tomado de Kumar, 1979.

Ese mismo año (1979), **Magara** publicó un trabajo donde responde a las inquietudes planteadas por Kumar (1979).

Magara (1979) declara que desde el año 1959, cuando Rubey y Hubbert (en Magara, 1979) establecieron una función exponencial de porosidad de lutitas vs profundidad, basada en la ecuación propuesta por Athy (1930) en su trabajo (ecuación 4.1), ha sido ampliamente aceptada por los geólogos petroleros la suposición que la función porosidad (en escala logarítmica) – profundidad puede ser un registro lineal.

$$\phi = \phi_0 e^{-cZ} \quad (4.5)$$

donde:

$\phi$  = valor la porosidad de lutita en la profundidad Z.

$\phi_0$  = porosidad en la superficie (Z = 0).

$e$  = base del logaritmo neperiano

C = constante de dimensión.

Magara (1979) afirma que la función lineal que el usa en su trabajo (Magara, 1976) es sólo una aproximación, la cual es usualmente aceptable en un rango de profundidad somero a intermedio, es decir, desde la superficie original de deposición a aproximadamente 5000' – 8000' (1500 – 2400m).

De igual modo, Magara (1979) cree que otra razón para que la llamada “Tendencia de Compactación Normal” publicada por Kumar (en la figura 2 de su trabajo) muestre relaciones curvas sobre papel semilogarítmico tuvo algo que ver con la selección de los puntos de data. Él afirma que a profundidades intermedias (3000' – 8000') en muchas cuencas sedimentarias se desarrollan facies de compactación mixta, es decir, una mezcla de lutitas normalmente compactadas y lutitas ligeramente descompactadas. Si se dibuja una línea de tendencia sobre esos puntos de data, la misma será curva.

Magara (1979) afirma que la tendencia de compactación normal usada por él se obtuvo de lutitas más compactadas, así como más cercana a una línea recta que otras tendencias más curva. Por lo tanto, él recomienda que para hacer una estimación de espesores de secciones erosionadas, la línea de tendencia de compactación normal se debe obtener de lutitas relativamente bien compactadas y sólo dentro de un rango de profundidades de someras a intermedias.

En 1980, **Magara** reafirma que la determinación de los espesores de secciones erosionadas se debería hacer con data de lutitas, debido a que de observaciones realizadas, se puede sugerir que la compactación de lutitas está principalmente controlada por fuerzas físicas de rocas sedimentarias, es decir, la presión aplicada sobre los contactos grano – grano y la expulsión o el movimiento del agua contenida en los poros de la formación.

Por su lado, en las observaciones realizadas para las areniscas, las fuerzas físicas han tenido una importancia secundaria en la reducción de porosidad. Se cree que los agentes químicos y mineralógicos han tenido más importancia. La temperatura y el tiempo geológico (edad geológica) pueden ser factores críticos para cualquier reacción química bajo un ambiente químico dado (propiedades del agua contenida en los poros de la formación y de los mismos granos), lo que explicaría porque las porosidades de las areniscas no pueden ser usadas para evaluar ni la presión, ni los espesores de secciones erosionadas, ya que ambas son medidas físicas de rocas sedimentarias.

Es por ello que las propiedades de las lutitas tales como: porosidad, densidad, tiempo de tránsito y resistividad, son usadas efectivamente para detectar las presiones en subsuelo.

**Raymer, Hunt y Gardner** (1980) en su trabajo “ An Improved Sonic Transit Time to Porosity Transform”, afirma que el registro sónico no mide directamente el parámetro de porosidad, sino que mide valores de velocidad acústica o tiempo de tránsito, los cuales son llevados a valores de porosidad. Se han propuesto varias ecuaciones para llevar a cabo esta transformación, pero la más popular es la propuesta por Wyllie et al. en 1956 (ver ecuaciones 4.2, 4.3 y 4.4). En general, esta ecuación proveía valores aceptables de porosidad. Sin embargo, a través de los años sus defectos se han ido incrementando.

Raymer et al. (1980) concluyó que para un rango de porosidad de 5 – 25% la ecuación era demasiado conservadora, es decir, predice velocidades demasiado bajas. En el rango de 25 – 30%, predice porosidades correctamente. Y para porosidades mayores de 30% la ecuación es sumamente optimista por predecir porosidades sumamente altas. La figura 4.17, es una comparación de la relación tiempo de transito sónico – porosidad, que ilustra lo antes expuesto.

Así mismo, Raymer et al (1980) declara que la aplicación de la ecuación de Wyllie a areniscas descompactadas da valores de porosidad mucho más altos lo que permitió la introducción de un factor de corrección por “falta de compactación”. Dicho factor es:

$$\phi_c = \frac{\phi_a}{C_p} \quad (4.6)$$

Donde :

$\phi_a$  = porosidad aparente obtenida por medio de la ecuación de Wyllie

$\phi_c$  = porosidad corregida



$C_p$  = factor de corrección por “falta de compactación”

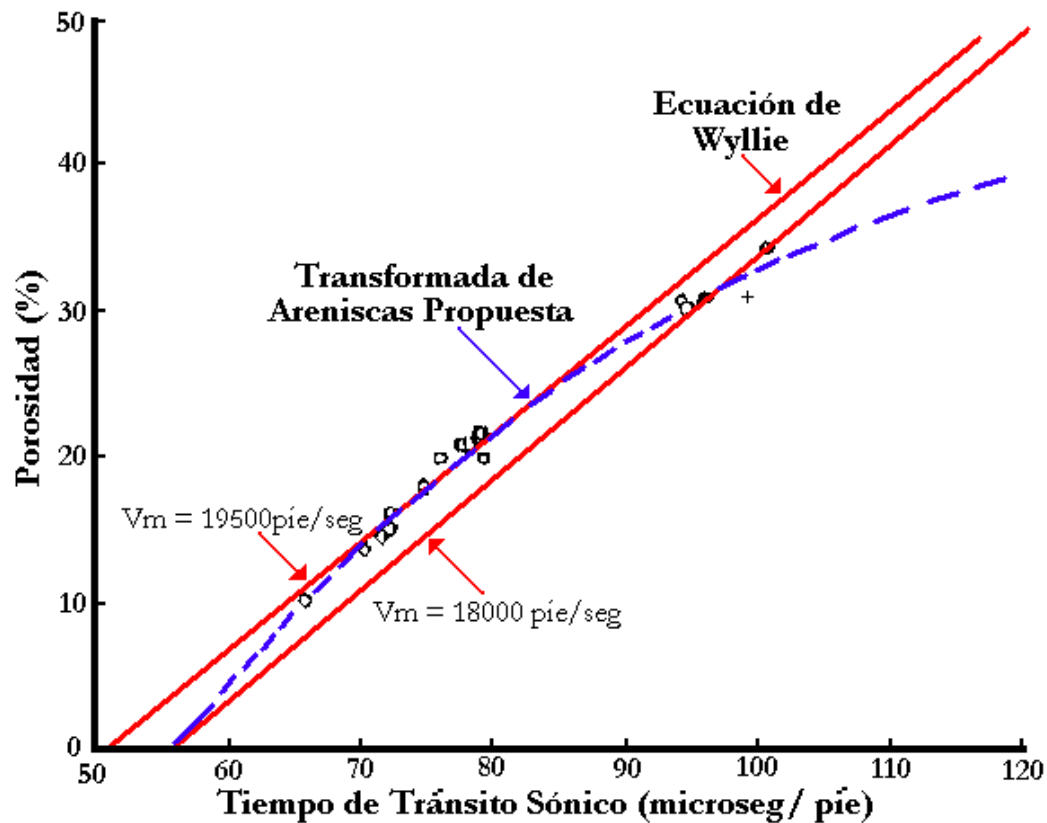


Figura 4.17. - Gráfica de porosidad vs. tiempo de tránsito sónico, mostrando la comparación entre la ecuación del tiempo promedio de Wyllie (1956) para valores de velocidad de matriz de arenisca de 18000  $\mu\text{seg/pie}$  y 19500  $\mu\text{seg/pie}$  y los valores de la transformación empírica de tiempo de tránsito a porosidad propuesta por Raymer et al., 1980.

Según Raymer et al (1980), existen varios métodos para estimar el factor de corrección ( $C_p$ ), el más simple consiste en tomar el tiempo de tránsito sónico de lutitas cercanas y dividirlo por 100, es decir,  $C_p = \Delta t_{\text{lutitas}}/100$ . Existe un método un poco más trabajado que consiste en comparar el tiempo de tránsito sónico registrado con una porosidad conocida. Si se conoce la resistividad de agua de formación, se puede obtener el factor de

formación, el cual es convertido a porosidad. La comparación de esta porosidad con el tiempo de tránsito sónico define la corrección por “falta de compactación” necesaria para forzar el tiempo de tránsito sónico a ceder al valor de porosidad correcto.

Debido a los problemas anteriormente expuestos, Raymer et al (1980), propone una nueva transformada empírica de tiempo de tránsito – porosidad. Ellos explican que desafortunadamente no se puede mostrar un algoritmo simple que describa la relación tiempo de tránsito – porosidad para todo el rango de porosidad (0 – 100%). Por lo que se presentan tres algoritmos:

✓ Rango de Porosidad de 0 – 37%:

$$V_1 = \sqrt{\frac{\rho_{ma}}{\rho}} (1 - \phi)^{1.9} V_{ma} \quad (4.7)$$

donde:

$V_1$ : es la velocidad en dicho intervalo

$\rho$ : es la densidad del sedimento

$\rho_{ma}$ : es la densidad de los granos de la matriz

$\phi$ : es la porosidad

$V_{ma}$ : es la velocidad de la matriz

o

$$V_1 = (1 - \phi)^2 V_{ma} + \phi V_f \quad (4.8)$$

donde  $V_f$  es la velocidad del fluido

y

$$\Delta t_1 = \frac{10^6}{V_1} \quad (4.9)$$

donde  $\Delta t_1$  es el tiempo de tránsito en el intervalo a investigar.

El primer algoritmo (ecuación 4.6) se puede usar cuando la zona a investigar está saturada de agua y el segundo (ecuación 4.7) se puede utilizar con la presencia de cualquier tipo de fluido, claro con valores correctos de velocidad de fluido.

✓ Rango de porosidad de 37 – 47%:

$$\frac{1}{\rho V^2} = \frac{\phi}{\rho_f V_f^2} + \frac{1-\phi}{\rho_{ma} V_{ma}^2} \quad (4.10)$$

donde  $\rho_f$  y  $V_f$  son la densidad y la velocidad del fluido respectivamente, y  $V$  es la velocidad del intervalo a investigar

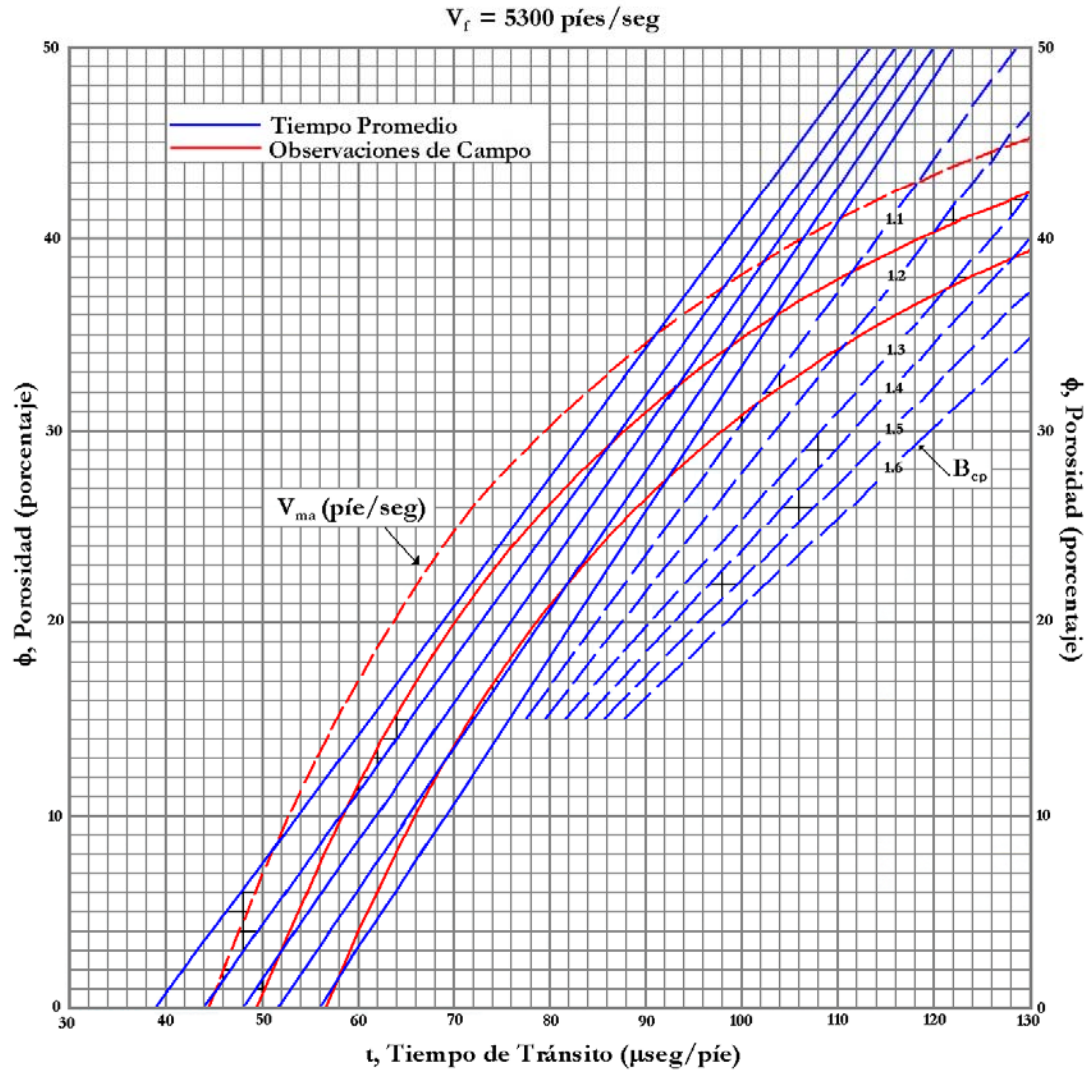
✓ Rango de porosidad de 47 – 100%

$$\Delta t_2 = \sqrt{\frac{\rho \phi \Delta t_f^2}{\rho_f} + \frac{\rho (1-\phi) \Delta t_{ma}^2}{\rho_{ma}}} \quad (4.11)$$

donde  $\Delta t_2$  y  $\Delta t_{ma}$  es el tiempo de tránsito del intervalo a investigar y de la matriz del sedimento, respectivamente.

Cabe destacar que la transformación es empírica y se basa por completo en comparaciones de tiempo de tránsito sónico contra una medición de porosidad independiente. Dicha transformada es la que utiliza la compañía de perfilaje

Schlumberger y se muestra en su tabla de porosidad denominada Por-3 que se ilustra en



a figura 4.18.

Figura 4.18. - Tabla de Porosidad (Por – 3), utilizada por la Schlumberger para la conversión del tiempo de tránsito sónico ( $\Delta t$ ) a porosidad ( $\phi$ ). Tomado de Schlumberger (1995).

En 1985, **Baldwin y Butler** en su trabajo “Compaction Curves” afirman que la pérdida de la porosidad es de sumo interés en el estudio de rocas sedimentarias, ya que la misma es aplicada para determinar la naturaleza de los reservorios petroleros, como para hacer reconstrucciones de estructuras sedimentarias originales y los modelos de subsidencia de una cuenca sedimentaria. De igual forma, ellos declaran que en muchos casos no hay data disponible de porosidad, por lo que ellos proponen una serie de curvas las cuales permiten observar los cambios de porosidad desde los sedimentos en superficie hasta grandes profundidades tales como 6 Km (20000’).

Según Baldwin y Butler (1985), la *Solidez* ( $S$ ) es el volumen total de granos sólidos, la cual es expresa como un porcentaje del volumen total, es decir, es el complemento de la porosidad y por tal puede también ser tratada como una fracción o un porcentaje de espesor de sedimentos como lo indica la figura 4.19. La solidez es el marco de referencia más apropiado para la determinación de la pérdida de porosidad debido a su relación con la porción de granos sólidos.

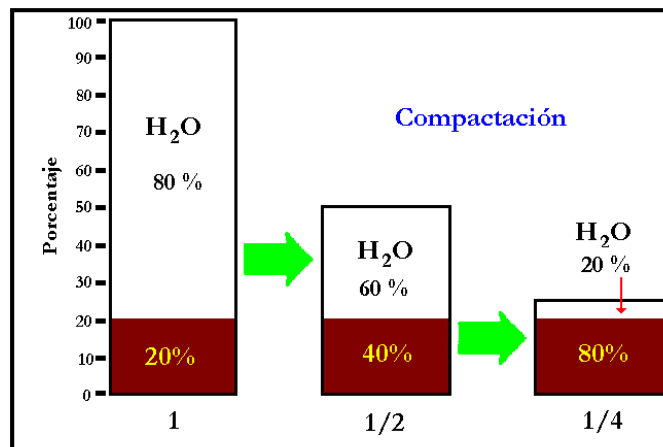


Figura 4.19. - Solidez vs. porosidad. Los porcentajes de las áreas claras es la porosidad y en las áreas oscuras es la solidez. Tomado de Baldwin & Butler, 1985.

Cuando la compactación es el único proceso que ha ocurrido, el espesor de granos sólidos es constante, y así los espesores de períodos de solidez son constantes (figura 4.19). De ese modo la relación entre solidez y la reducción del espesor es lineal, mientras que la relación entre porosidad y la reducción del espesor no es lineal.

En su trabajo Baldwin y Butler (1985) trabajaron la compactación de sedimentos argiláceos, ellos tomaron datos de varios autores y proponen una curva de la siguiente forma:

$$\text{Profundidad de Enterramiento (Km)} = 6,02S^{6,35} \quad (4.12)$$

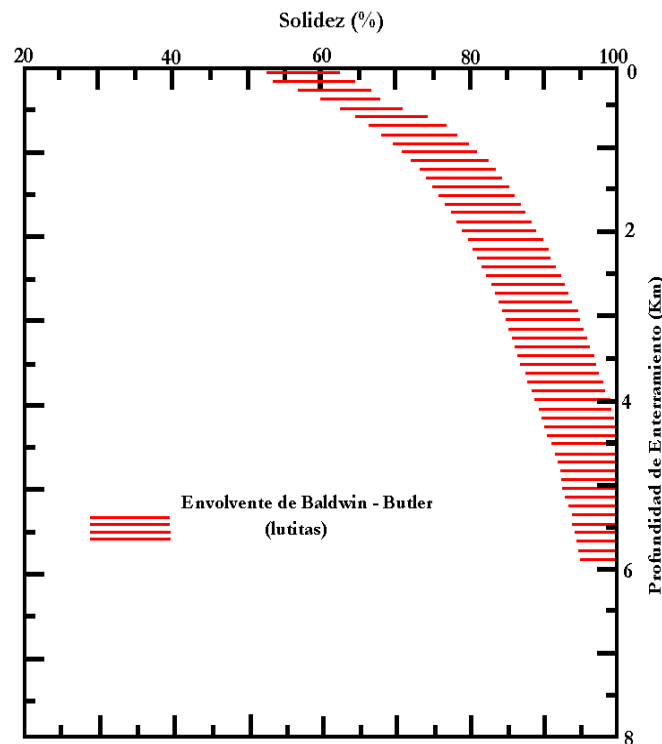


Figura 4.20. - Gráfica de solidez vs. profundidad donde se muestra la envolvente de Baldwin y Butler para lutitas. Tomado de Baldwin y Butler, 1985.

Sobre la figura 4.20, se observa un área sombreada de 5% hacia ambos lados de la curva de Baldwin y Butler, donde parecen acomodarse todas las curvas para sedimentos argiláceos normalmente compactados, es decir, con valores normales de solidez – profundidad. Los sedimentos argiláceos descompactados presentan valores dentro de un envolvente un poco más grande de un 8% a ambos lados de la curva de Baldwin y Butler.

Así mismo, ellos afirman que las lutitas que tienen 200m (700') de espesor o más, es decir, aquellas lutitas que presentan grandes espesores, por lo general tienden a ser subcompactadas y sobrepresionadas, por lo que mejor se ajustan a la “Ecuación de Dickinson”:

$$\text{Profundidad de Enterramiento (Km)} = 15S^8 \quad (4.13)$$

Dicha ecuación no puede ser aplicada a lutitas enterradas en menos de 200m debido a que no tiene sentido. La ecuación de Baldwin – Butler si se puede aplicar.

Baldwin y Butler (1985) también refieren su trabajo a carbonatos y areniscas, de donde obtuvieron que la curva exponencial propuesta por Schmoker y Halley en 1982 ( en Baldwin y Butler, 1985) para carbonatos, se presenta dentro de la envolvente de lutitas propuesta por Baldwin y Butler, aunque cabe destacar que la data utilizada por Schmoker Y Halley presenta una dispersión de aproximadamente 20% en cualquier punto de profundidad.

Las areniscas son un poco más complicadas debido a que ellas presentan una considerable dispersión de los valores de solidez – profundidad, incluso en superficie. Aún y con todas las dificultades que esto presentaba, en 1964 Maxwell (en Baldwin y

Butler, 1985) resumió más de 4500 determinaciones de porosidad para areniscas cuarzosas paleozoicas y cenozoicas en reservorios de petróleo y gas en un gráfico de solidez – profundidad, donde se observa una envolvente que abarca los valores promedios de Maxwell.

En la misma figura (4.20) se muestra la curva de Sclater y Christie propuesta en 1980 (en Baldwin y Butler, 1985) para los sedimentos del mar del norte, la cual toma la forma logarítmica de:

$$\text{Profundidad de Enterramiento (Km)} = 3,7 \ln \left[ \frac{0,49}{1 - S} \right] \quad (4.14)$$

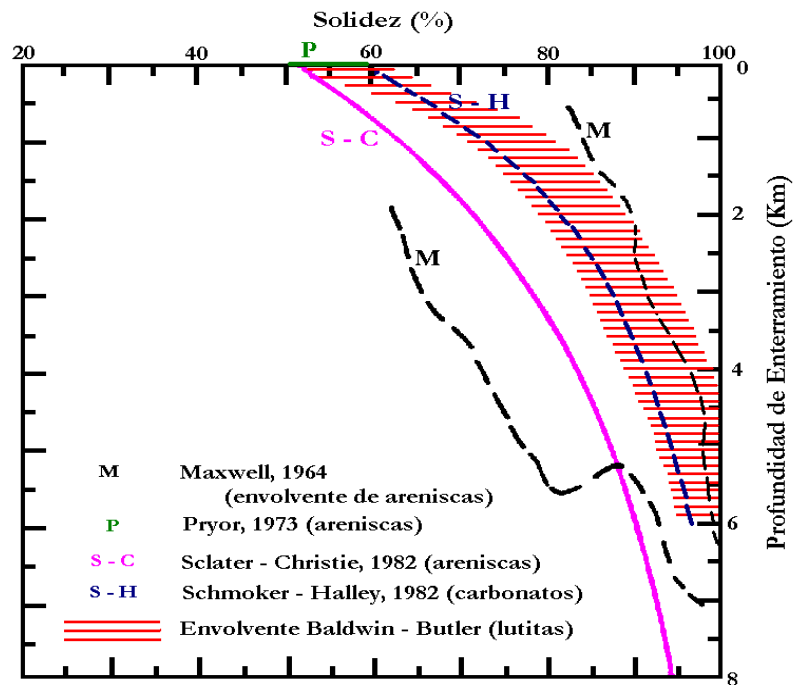


Figura 4.21. - Gráfico de solidez vs. profundidad para areniscas, carbonatos y lutitas. Tomado de Baldwin y Butler, 1985.



Esta curva funciona para arenisca normales, es decir, que no sean texturalmente ni mineralógicamente inmaduras. Además está aproximadamente en la mitad de la envolvente de Maxwell.

**Han, Nur y Morgan** (1986) afirman que las lutitas y las areniscas arcillosas comprenden un importante componente de las cuencas sedimentarias, es por ello que su trabajo tuvo como objetivo vital investigar a cerca de los efectos que producen las diferentes porosidades y el contenido de arcilla, sobre las velocidades acústicas de las arenas.

Como era de esperar, ellos concluyeron que el contenido de arcilla es el parámetro más importante, después de la porosidad, que genera la reducción en las velocidades acústicas de las ondas “P” y “S”. Han et al (1986) afirman que los efectos de porosidad y el contenido de arcilla son mayores sobre las ondas S que sobre las ondas P. Entonces una muestra con alta porosidad y alto contenido de arcilla tiende a tener una alta proporción  $V_p / V_s$ .

Así mismo ellos concluyen que las velocidades de las ondas P y S son significativamente más altas para areniscas limpias que para areniscas arcillosas con la misma porosidad.

**Dykstra** (1987) afirma que la maduración de la roca madre es un parámetro crítico cuando se evalúa su capacidad para generar el hidrocarburo y que los modelos de maduración de tiempo – temperatura se pueden usar para predecir la generación y preservación del mismo. Lopatin (1971) y Waples (1980) (ambos en Dykstra, 1987) generaron una serie de modelos de ese estilo. Lopatin (1971) propuso el método de graficación de tiempo – temperatura y Waples (1980) el de profundidad de enterramiento – edad geológica (en Dykstra, 1987). Ninguno de los dos autores toman en cuenta los

efectos de la compactación, es por ello que Dykstra (1987) desarrolló un método para corregir la curva de historia de enterramiento para los efectos de compactación.

Según Dykstra (1987), la relación entre solidez y profundidad de enterramiento es función del tipo de sedimentos. Para lutitas normales, la ecuación propuesta por Baldwin y Butler (1985) puede ser expresada en función de profundidad como:

$$S = \left( \frac{d}{6020} \right)^{6,35} \quad (4.15)$$

Donde S es solidez y d es la profundidad de soterramiento expresada en metros. Como se mencionó anteriormente, para lutitas sobrepresionadas, se utiliza la ecuación de Dickinson (1953), la cual también puede ser expresada en términos de solidez como una función de profundidad de enterramiento en metros:

$$S = (218,66d)^{\frac{1}{8}} \quad (4.16)$$

Para areniscas, se utiliza la forma logarítmica de la ecuación de Sclater – Christie (1982) (en Dystra, 1987), expresada para solidez como una función de profundidad en metros:

$$S = 1 - \left( \frac{0,49}{e^{\frac{d}{3700}}} \right) \quad (4.17)$$

Dykstra (1987) afirma que la curva propuesta por Baldwin y Butler (1985) para lutitas normalmente compactadas podría ser usado para carbonatos por debajo de 500m. A menos de 500m de profundidad de enterramiento, los sedimentos carbonáticos tienen más alta porosidad (baja solidez) que las lutitas.

Como se mencionó anteriormente, en 1982 Schmoker y Halley (en Dykstra, 1987), derivaron una ecuación para carbonatos de la siguiente forma:

$$\phi = 41,73^{\frac{e-d}{2498}} \quad (4.18)$$

La cual puede ser expresada en términos de solidez como:

$$S = 1 - \left( 0,4173^{\frac{e-d}{2498}} \right) \quad (4.19)$$

El objetivo vital de Dykstra (1987), era el de establecer un método de corrección de compactación para establecer paleo – espesores de secuencias sedimentarias para determinar con precisión la historia de enterramiento de la roca madre. Si hay discordancia, es necesario estimar la cantidad de erosión que hubo en cada una de ellas, lo que se puede obtener por medio de data de pozo y sísmica (Dykstra, 1987).

En 1992, **Issler** confirma, al igual que Magara (1976), que en áreas erosionadas, la cantidad de estrato perdido puede ser estimado por medio de la curva de compactación normal. Así mismo, él declara que la compactación de lutitas es fiable por ser un proceso irreversible, el cual es el resultado principal de un reordenamiento mecánico de granos en respuesta a la presión de carga. Así es como la naturaleza irreversible de la compactación de lutitas puede ser utilizada para estimar la cantidad de sección sedimentaria perdida en áreas donde ha habido una erosión importante.

En una columna sedimentaria normalmente compactada, el tiempo de tránsito sísmico decrece con profundidad desde valores de superficie, cercanos a los valores de agua,

hasta los valores de la matriz de la roca con una completa pérdida de porosidad en profundidad. El registro sísmico puede proveer una medida ideal de cambios de porosidad en profundidad, pero existen muchos factores que alteran la relación entre porosidad y tiempo de tránsito sísmico, los cuales deben tomarse en cuenta porque pueden distorsionar la tendencia de compactación normal. Dichos factores incluyen: contenido de carbono orgánico total (COT), la presencia o ausencia de hidrocarburo, cambios mineralógicos, variaciones de presión y temperatura, y el estado físico del pozo (Issler, 1992).

Issler (1992) propone, que una vez que se haya establecido una “tendencia de compactación normal” se debe establecer la “curva de compactación de lutitas” para las áreas donde se quiera determinar la cantidad de erosión. Cabe destacar que la tendencia de compactación normal debe tomarse en un área donde no haya habido erosión o la misma haya sido poco significativa.

A partir de allí, él afirma que existen varias aproximaciones que se pueden usar para estimar erosión:

- ✓ Se podrían sobreponer las curvas de compactación de lutitas de las áreas de interés sobre la curva de tendencia de compactación normal. Una vez sobrepuestas, las curvas se mueven a lo largo del eje vertical (profundidad) hasta lograr una concordancia entre ellas. La diferencia que exista entre los ejes verticales de ambas figuras proveerá una estimación de erosión.

✓ Si se supone un gradiente de compactación constante para toda el área, la magnitud de la erosión puede también ser estimado por medio de la comparación de profundidades con 0% porosidad para áreas diferentes.

✓ Cuando hay cambios importantes en las pendientes de la curva porosidad – profundidad dentro de una cuenca sedimentaria se recomienda suponer una porosidad superficial inicial, restarle la porosidad superficial actual y dividirla por la pendiente de la curva de regresión de las áreas en las cuales se quiere obtener una estimación de la erosión.

A pesar de todas las aproximaciones que él propone en su trabajo, Issler (1992) sólo proporciona el ejemplo de la aplicación de la primera metodología, la cual es semejante a la propuesta por Magara en 1976.

Issler (1992), trabajó en la cuenca de Beaufort – Mackenzie (Canadá) y encontró que la compactación de lutitas es continua a través de la discordancia que separa los estratos cretáceos y devónicos, a pesar de una marcada discontinuidad en la maduración termal de dichas unidades. Según Issler (1992), esto sugiere que la profundidad de enterramiento es el control primario sobre la porosidad de lutitas y que dicha porosidad podría ser usada como un indicador relativo de paleo – profundidad insensible a temperatura.

En 1996, **Heasler y Kharitonova** proponen un modelo exponencial mejorado del tiempo de tránsito sísmico como una función de profundidad tomando en cuenta el rango físico de velocidades de las rocas, es decir, todos los tipos litológicos. De esta

manera, el modelo predice tendencias de compactación geológicamente más reales que aquellas predicciones hechas con simples funciones exponenciales o lineales que fallan a grandes profundidades.

Cabe destacar que el estudio de Heasler y Kharitonova (1996) se basó en la suposición que la compactación mecánica de la roca es el factor más importante que controla la porosidad de la misma en profundidades someras a intermedias (0 – 5000'; 0 – 1500m).

Como ya se discutió, la construcción del modelo de “Tendencia de Compactación Normal” permitió cuantificar la cantidad de erosión, así como la determinación de zonas sobrecompactadas y de baja compactación. Debido a la relación que existe entre el tiempo de tránsito sísmico y la porosidad, el primero ha sido usado para definir tendencias de compactación por medio de la gráfica tiempo de tránsito – profundidad.

Heasler y Kharitonova (1996) afirman que para el propósito de su trabajo, ellos asumieron la forma general del decrecimiento exponencial en porosidad con respecto a la profundidad, por ejemplo, el modelo exponencial propuesto por Athy en 1930 de la forma:

$$\phi = \phi_0 e^{(-bZ)} \quad (4.20)$$

Donde:

$\phi$ : Porosidad

$\phi_0$ : Porosidad en superficie

$Z$ : Profundidad

$b$ : Constante de decaimiento exponencial

Según Heasler y Kharitonova (1996), tanto en superficie como en profundidad, la relación de Athy (1930) predice correctamente los valores de porosidad. En la superficie ( $X=0$ ), la ley de Athy predice que la porosidad iguala a su valor en superficie ( $\phi=\phi_0$ ). A gran profundidad ( $X\rightarrow\infty$ ), la ley de Athy predice que la porosidad se aproxima a cero.

Los tiempos de tránsito son recogidos de registros de pozo, usualmente para una litología simple o una formación geológica (Heasler y Kharitonova,1996). Una curva exponencial de la forma:

$$\Delta t = \Delta t_0 e^{(-bZ)} \quad (4.21)$$

es desplegada a través de la data sónica, donde:

$\Delta t$ : Tiempo de tránsito

$\Delta t_0$ : Valor en superficie del tiempo de tránsito

$Z$ : Profundidad

$b$ : Constante de decaimiento exponencial.

Las desviaciones de la curva están definidas como anomalías y la magnitud de esas anomalías son calculadas.

Una razón válida de porque la ecuación 4.21 no describe adecuadamente la relación tiempo de tránsito – profundidad es porque la misma predice incorrectamente el tiempo de tránsito para una roca totalmente compactada (0% porosidad), ya que arroja el valor de cero. El tiempo de tránsito para una roca con porosidad igual a cero se aproxima a una valor constante. La roca tiene tiempos de tránsito desde 39  $\mu\text{seg}/\text{pie}$  (128  $\mu\text{seg}/\text{m}$

para dolomitas a 68  $\mu\text{seg}/\text{pie}$  (223 $\mu\text{seg}/\text{m}$ ) para lutitas. En consecuencia, una mejor relación para tiempo de tránsito – profundidad es:

$$\Delta t = \Delta t_0 e^{(-bZ)} + C \quad (4.22)$$

donde la C representa la constante de velocidad de la matriz

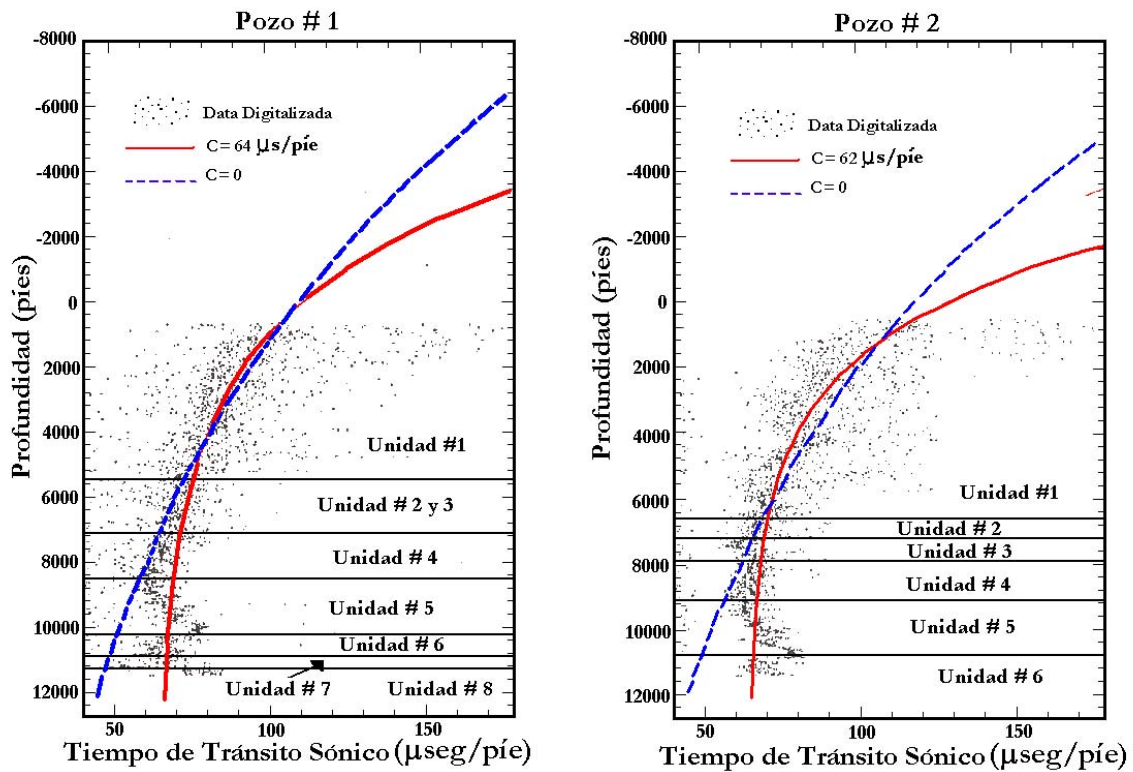


Figura 4.22. – Gráficas de tiempo de tránsito – profundidad mostrando las tendencias de compactación normal utilizando la constante de velocidad de matriz “C” (línea roja) y sin ella (línea azul punteada) para dos pozos distintos. Tomado de Heasler y Kharitonova, 1996.

Básicamente, ellos transformaron la ecuación de porosidad de Athy (1930) en términos de tiempo de tránsito, de la siguiente forma:



$$\phi = \phi_0 e^{(-bZ)} \neq \Delta t = \Delta t_0 e^{(-bZ)}$$

$$\frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} = \left( \frac{\Delta t_0 - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \right) e^{(-bZ)}$$

$$\Delta t - \Delta t_{ma} = \Delta t_0 e^{(-bZ)} - \Delta t_{ma} e^{(-bZ)}$$

$$\Delta t = \Delta t_0 e^{(-bZ)} - \Delta t_{ma} e^{(-bZ)} + \Delta t_{ma}$$

$$\Delta t = \Delta t_0 e^{(-bZ)} + C$$

donde C es igual a:

$$C = \Delta t_{ma} - \Delta t_{ma} e^{(-bZ)} \quad (4.23)$$

Dentro de las limitaciones físicas que Heasler y Kharitonova encontraron, están que parámetros como porosidad y arcillosidad normalmente hacen que la velocidad sónica decrezca en la roca, entonces se incrementa el tiempo de tránsito. Una arenisca con 5% de porosidad, por ejemplo, sería caracterizada por 60  $\mu\text{seg}/\text{pie}$  (197  $\mu\text{seg}/\text{m}$ ) de tiempo de tránsito, comparado con 51 – 55  $\mu\text{seg}/\text{pie}$  (167 – 180  $\mu\text{seg}/\text{m}$ ) para una arenisca no porosa. Si alguna lutita está presente dentro de las areniscas, el tiempo de tránsito sónico de la roca es usualmente incrementado porque el tiempo de tránsito en lutitas generalmente es mayor que en areniscas. El tiempo de tránsito en lutitas varía fuertemente, en un rango de valores entre 59 y 143  $\mu\text{seg}/\text{pie}$  (194 y 469  $\mu\text{seg}/\text{m}$ ).

Entonces, el valor mínimo para la constante de desplazamiento de matriz (C) en la ecuación 4.23 está entre 39  $\mu\text{seg/pie}$  (128 $\mu\text{seg/m}$ ) (tiempo de tránsito para las dolomitas) y 67  $\mu\text{seg/pie}$  (220 $\mu\text{seg/m}$ ) (tiempo de tránsito para una lutitas con 0% porosidad). Aunque Magara (1976) sugirió usar 68  $\mu\text{seg/pie}$  (223  $\mu\text{seg/m}$ ) para el tiempo de tránsito de una matriz lutítica.

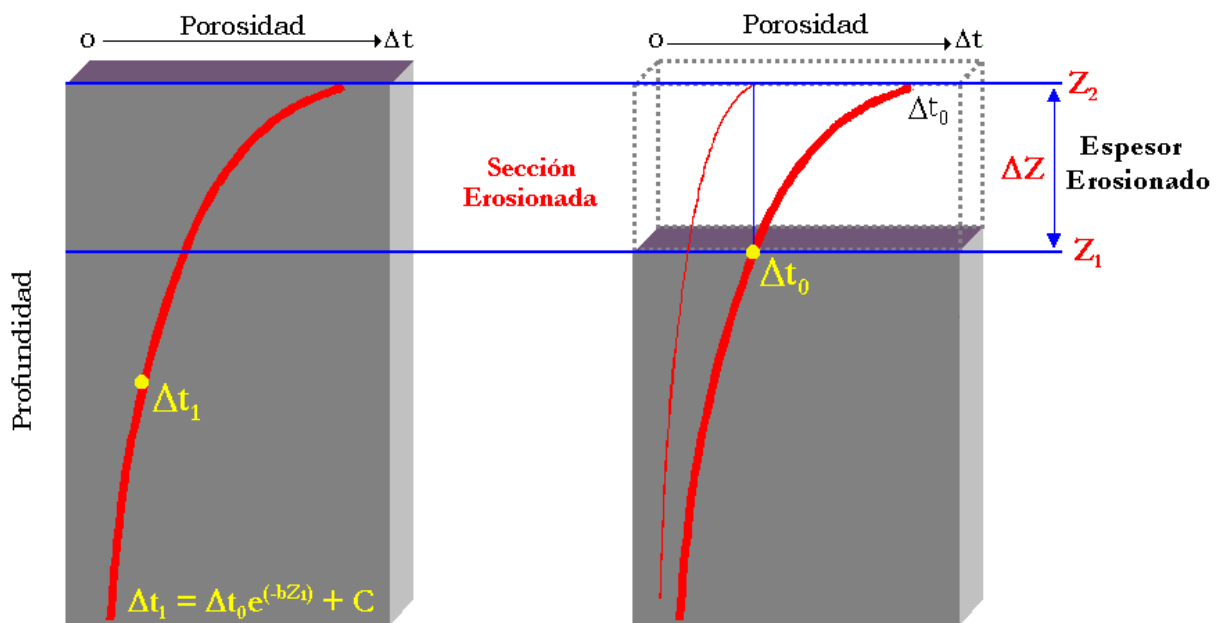


Figura 4.23. – Diagrama esquemático mostrando una sección erosionada y una tendencia de compactación normal determinada por medio de la fórmula propuesta por Heasler y Kharotonova en 1996. Tomado y modificado de Escandón, 2001.

Indudablemente, de la ecuación 4.22, lo que se quiere obtener es el valor de profundidad ( $Z$ ), ya que la misma proporciona un valor aproximado de la cantidad de erosión que ha habido. A continuación se desarrolla el despeje de la fórmula:

$$Z = \frac{\ln \left[ \frac{\Delta - C}{\Delta_0} \right]}{-b} \quad (4.24)$$

En 1996, **Nederlof** junto con el **grupo GAEAPAS** generó un programa (RESTORE) cuyo objetivo es estimar el espesor de una sección erosionada por medio de un gráfico tiempo de tránsito vs. profundidad. Para que el mismo sea ejecutado, requiere una serie de datos de entrada tales como: título, información de la unidad, profundidad del nivel de erosión y una lista con más de 250 pares de datos con valores de profundidad con su respectivo tiempo de tránsito ( $\Delta t$ ).

El programa grafica valores de tiempo de tránsito, en escala logarítmica, contra profundidad. Si ocurre una ruptura a nivel de la discordancia, en la tendencia decreciente de los valores de tiempo de tránsito con respecto al incremento de profundidad, se podría afirmar que parte de la unidad fue erosionada. La metodología empleada en este programa es equivalente a la propuesta por Heasler y Kharitonova (1996).

Nederlof (96), afirma que la compactación no es el único factor que determina el tiempo de tránsito. El mismo también reacciona a la presión efectiva (presión de grano), por lo que se le agregó un factor de corrección, el cual debe ser aplicado a los valores de tiempo de tránsito. Se estudiaron relaciones de tiempo de tránsito con presión efectiva en laboratorio, y se concluyó que se podría asumir una constante de corrección de  $-4,2e^{-0,5}/m$  en términos de  $\log_{10}(\Delta t)$ .

En la figura 4.24 se observa un ejemplo del repentino cambio de las secciones pre y post – discordancia. Para hacer la restauración de la unidad, ambas tendencias deben estar alineadas, con la salvedad que no se puede alterar su  $\Delta t$  al momento de la alineación, así se obtendrá un aproximado de la sección erosionada.

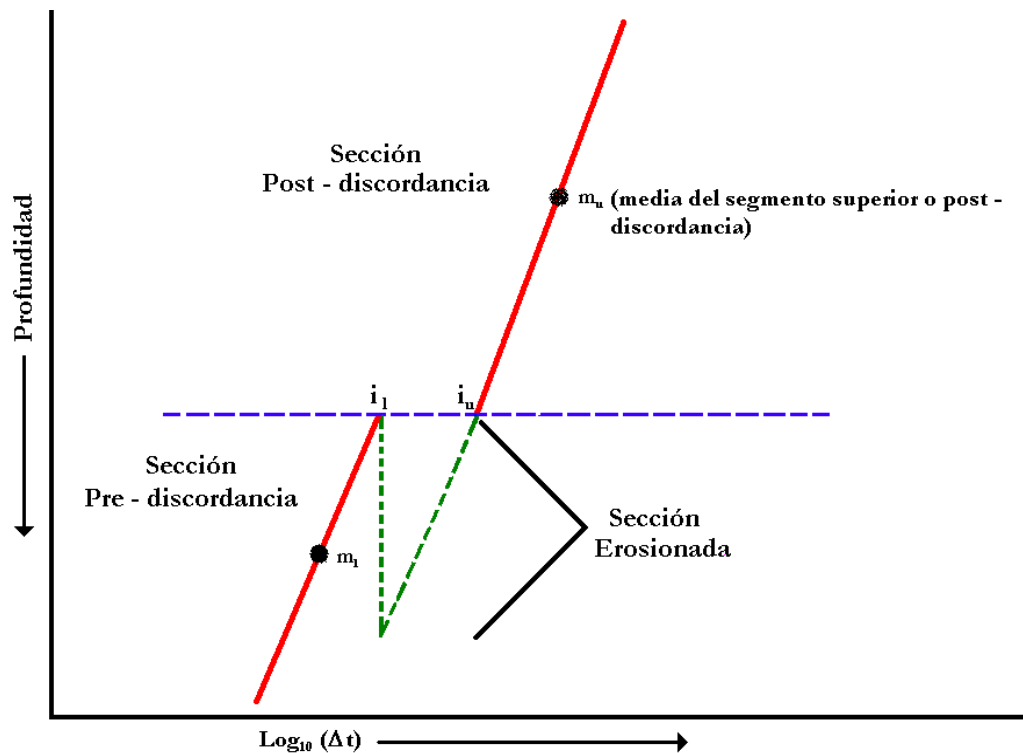


Figura 4.24. - Gráfica tiempo de tránsito vs. profundidad. Aquí se observa el quiebre de la tendencia de compactación normal que se genera entre las sección pre u post – discordancia. Tomado de Nederlof , 1996.

Cuando las pendientes de ambas secciones (pre y post – discordancia) son diferentes, la pendiente que se va a utilizar es un promedio entre ambas:

$$S = \frac{n_u S_u + n_l S_l}{n} \quad (4.25)$$

Donde:

$n_u$ : Número de observaciones hechas en la sección superior

$n_l$ : Número de observaciones hechas en la sección inferior

$S_u$ : Pendiente de la sección superior

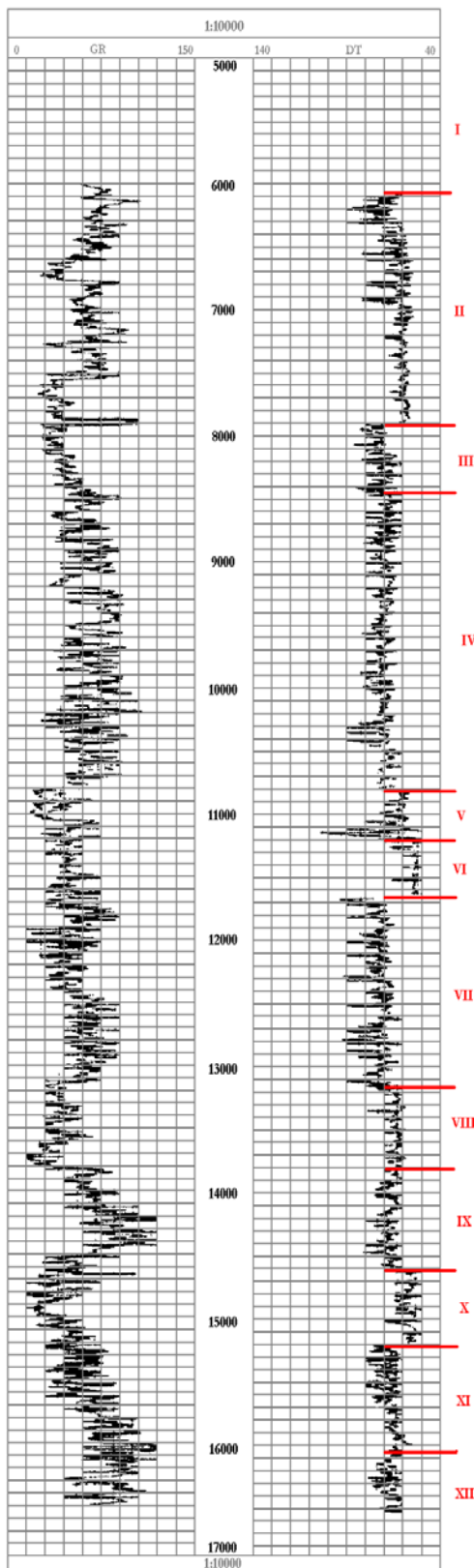
$S_l$ : Pendiente de la sección inferior

Cabe destacar que cada pendiente es calculada sólo cuando se han hecho un mínimo de tres observaciones. El espesor de unidad erosionada puede ser obtenido por medio de esta fórmula:

$$Erosión = \frac{sm_{tu} - sm_{tl} + m_{zl} - m_{zu}}{(sd + 1)} \quad (4.26)$$

donde “s” es la pendiente promedio y “m” es el punto medio (ver figura 4.24). Los subíndices son “t” para tiempo de tránsito y “z” para profundidad, mientras que “u” se refiere a la sección post – discordancia y “l” a la sección pre – discordancia. La “d” se refiere al factor de corrección aplicado para la presión efectiva (presión de grano).

En 1997a, **María del Carmen Gómez** desarrolló una metodología para la determinación de espesores erosionados en intervalos presurizados o sobrepresionados, a partir del registro sísmico. Como ella misma explica, la metodología se basa en los diferentes grados de compactación que presentan las formaciones, dependiendo de su litología y soterramiento, así como en el modelo exponencial de los tiempos de tránsito como una función de la profundidad.



Según Gómez (1997b), la pendiente de compactación considera a todos los tipos litológicos involucrados en una sección determinada. Para obtener dicha pendiente, se grafica la curva sónica ( $\Delta t$ ) a escala 1:10000, detectando las diferentes discontinuidades presentes en la columna (fig 4.25). Se establece la pendiente pre – discordancia en la sección no presurizada, tomando en cuenta el promedio de las litologías presentes, la sección sobrepresionada y la posible litología erosionada de acuerdo a los modelos sedimentológicos generados para el área, hasta la superficie de erosión.

Esta pendiente se relaciona con la pendiente de la sección post – discordancia, extrapolando los tiempos de tránsito de la sección pre – discordancia hasta los tiempos de tránsito inicial de las sección suprayacente (fig 4.26).

Figura 4.25. – Determinación de discontinuidades por medio del registro sónico.

Tomado de Gómez, 1997b

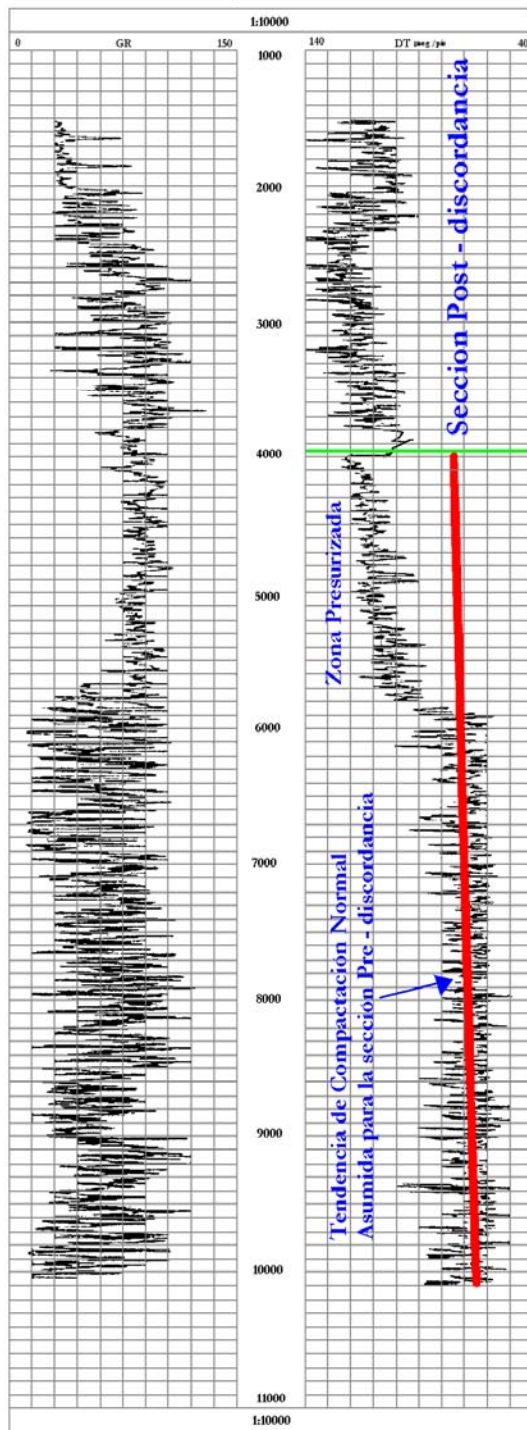


Figura 4.26. – Metodología desarrollada por Gómez (1997 a, 1997b) en zonas presurizadas, donde se toma la pendiente de la sección pre – discordancia, sin tomar en cuenta la zona presurizada, y se extrapola hasta la superficie de erosión.

Cabe destacar, que las diferentes discontinuidades detectadas deben estar validadas por interpretaciones bioestratigráficas, sedimentológicas y/o sísmicas, para identificar a que tipo de marcador corresponde, es decir, si son realmente discordancia, o son falla o cambios bruscos de litologías (Gómez, 1997 a, 1997b).

En la figura 4.27, se expone la metodología aquí descrita, donde la pendiente de la sección pre – discordancia es extrapolada hasta el tiempo de tránsito de la sección post – discordancia. El espesor erosionado corresponde a la diferencia de profundidades de  $P_1$  y  $P_2$ , siendo  $P_1$  la profundidad correspondiente a la superficie de erosión y  $P_2$  la profundidad a la que se encuentra la pendiente de la secuencia pre – discordancia cuando alcanza el tiempo de tránsito inicial de la sección post –

discordancia. En el mismo gráfico se muestra la expresión cada pozo (Gómez, 1997a).

Genéricamente la pendiente corresponde a:

$$y = \Delta t_0 e^{-bx} \quad (4.27)$$

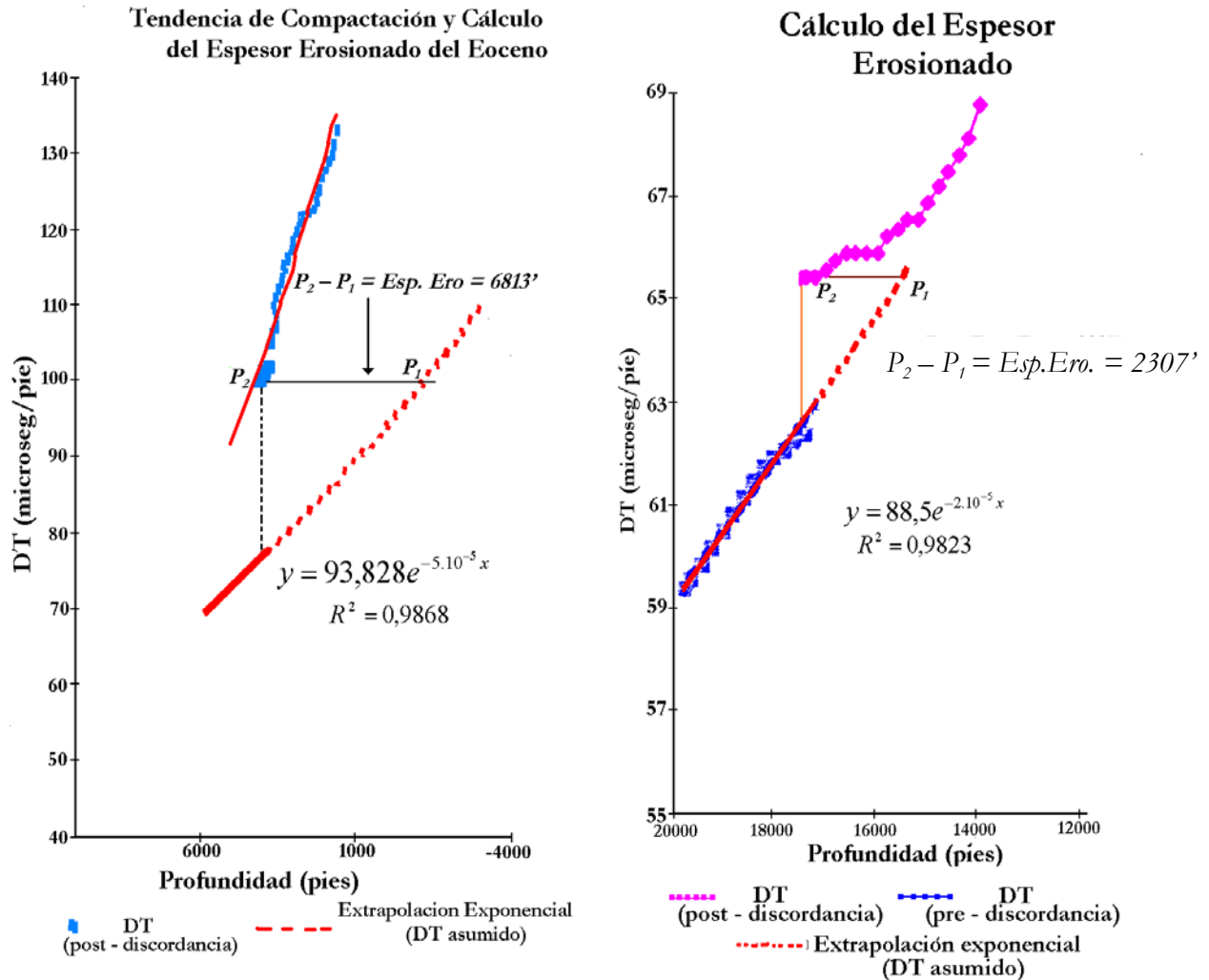


Figura 4.27. - Cálculo de la sección erosionada por medio de la metodología desarrollada por Gómez (1997a), para dos pozos diferentes.



Así mismo, Gómez (1997a) le hizo algunas modificaciones al modelo de Nederlof (1996) para aquellas zonas donde no hay evidencia de sobrepresión. En vez de tomar una pendiente promedio entre ambas secciones (pre y post – discordancia), ella utilizó la pendiente de la sección pre – discordancia como base para realización de la extrapolación. Según sus trabajos, los resultados que arroja la metodología con las modificaciones es mucho más certeros que los resultados obtenidos de la técnica sin la modificación.

## CAPÍTULO V: MARCO GEOLÓGICO

### 5.1. - Geología Regional:

El área de estudio se ubica en la Cuenca Oriental de Venezuela, específicamente al norte del estado Monagas en los campos Pirital y Santa Bárbara. Para entender a poco más a cerca de la geología local de dichos campos se debe hacer previamente un recuento de la geología de la cuenca en general.

La Cuenca Oriental de Venezuela es una cuenca antepaís (“foreland”) desarrollada en el Neógeno sobre un margen pasivo Mesozoico del cratón. La parte continental de la Cuenca Oriental de Venezuela está subdividida en dos subcuencas: la subcuenca de Guárico al oeste y la subcuenca de Maturín al este. Estas subcuencas están separadas al norte por el sistema de fallas de Urica, y al sur por el sistema de fallas de Anaco y sus estructuras de inversión asociadas (Di Croce et al., 1999).

Di Croce et al. (1999), indica que la Cuenca Oriental de Venezuela, incluyendo tanto costa afuera como la parte continental, mide cerca de 200000 Km<sup>2</sup>. Así mismo él afirma que la cuenca es alargada, asimétrica y presenta más de 8 Km de espesor de sedimentos terciarios.

Parnaud et al. (1995) afirma que el límite norte de la cuenca está dado tanto por un cinturón de plegamiento, el cual se corresponde con la Serranía del Interior, como por la falla del Pilar, la cual marca un importante límite de placas entre la placa del Caribe y la

placa Sudamericana. Hacia el sur la Cuenca Oriental de Venezuela se extiende hasta el río Orinoco (ver fig 5.1).

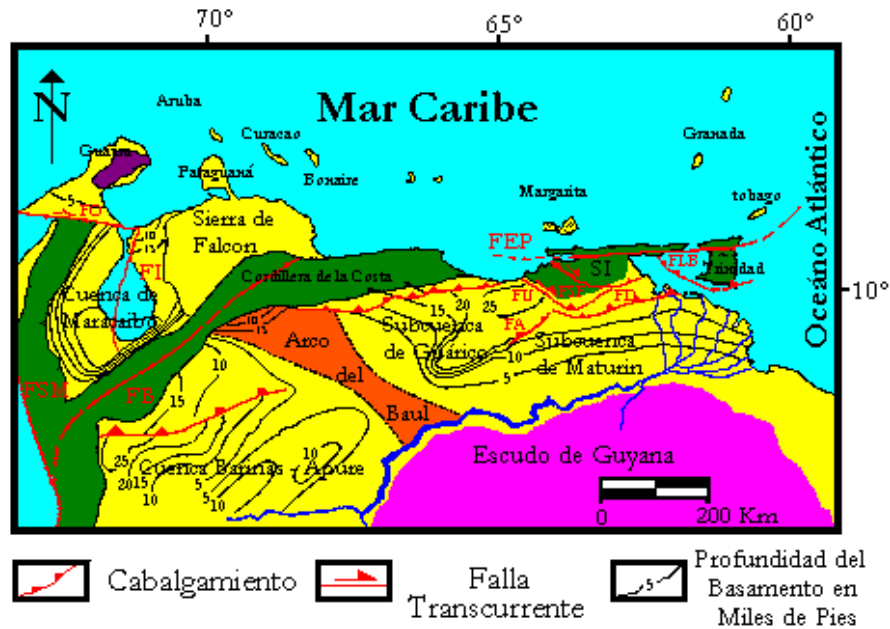


Figura 5.1. - Norte de Venezuela, donde se observa claramente la Cuenca Oriental de Venezuela con sus subcuencas (Guárico y Maturín). Abreviaturas: FA = Falla de Anaco; FB = Falla de Boconó; FEP = Falla de El Pilar; FI = Falla de Icotea; FLB = Falla Los Bajos; FSM = Falla de Sante Marta; FSS = Falla San Francisco; FO = Falla de Oca; FU = Falla de Urica; FD = Frente de deformación del pie de monte de Monagas; SI = Serranía del Interior. Tomado de Di Croce et al, 1999.

### 5.1.1. - Evolución Geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela:

Dentro del contexto de la tectónica de placas, la Cuenca Oriental de Venezuela, es el resultado de una compleja interacción entre las placas de Norteamérica, Sudamérica y la placa Caribe. Según Di Croce et al. (1999), la evolución de la cuenca está controlada por tres etapas importantes. Dichas etapas están asociadas al movimiento relativo de la placa sudamericana con el movimiento de las placas norteamericana y Caribe. La primera etapa va desde el Jurásico medio al Cretáceo tardío (165 – 80 ma) y muestra una divergencia

con dirección noroeste – sureste. La segunda etapa comprende desde el Campaniense al Eoceno (80 – 49 ma) y presenta un movimiento relativo insignificante entre las placas de Norteamérica y Sudamérica. Y por último la etapa que domina desde el Eoceno y hasta el presente (49 – 0 ma), la cual comprende el movimiento relativo de la placa Caribe hacía el este.

Basado en el escenario anterior de placas tectónicas, dichas etapas pueden diferenciarse de la siguiente manera:

1. Del Triásico al Jurásico tardío la fase rift (rompimiento de Pangea)
2. Fase de margen pasivo, la cual comprende desde el Jurásico tardío hasta el Cretáceo tardío en el occidente de Venezuela y hasta el Oligoceno en Venezuela oriental.
3. Fase de margen activo, la cual domina hasta el Reciente. La misma está caracterizada por una depresión “foredeep” que se mueve hacía el este (ver figura 5.2).

Por su lado, Parnaud et al. en 1995 había presentado una evolución más completa que la anterior, agregándole una primera etapa. Él afirma que la evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela puede ser dividida en cuatro episodios importantes:

1. Una fase Pre – Rift en el Paleozoico.
2. Una fase Rifting y Drifting durante el Jurásico y el Cretáceo temprano. Esta fase está caracterizada por grábenes, generación de corteza oceánica y la presencia de una discordancia regional.

3. Fase de margen pasivo durante el Cretáceo – Paleógeno.
4. Una fase final durante la colisión oblicua en el Neógeno y Cuaternario. Dicha fase dio como resultado la formación de la Serranía del Interior y la transformación de la cuenca de margen pasivo a una cuenca antepaís (o cuenca “foreland”). Esta colisión de la placa Caribe con la placa sudamericana fue diacrónica con un progresivo desplazamiento de oeste a este.

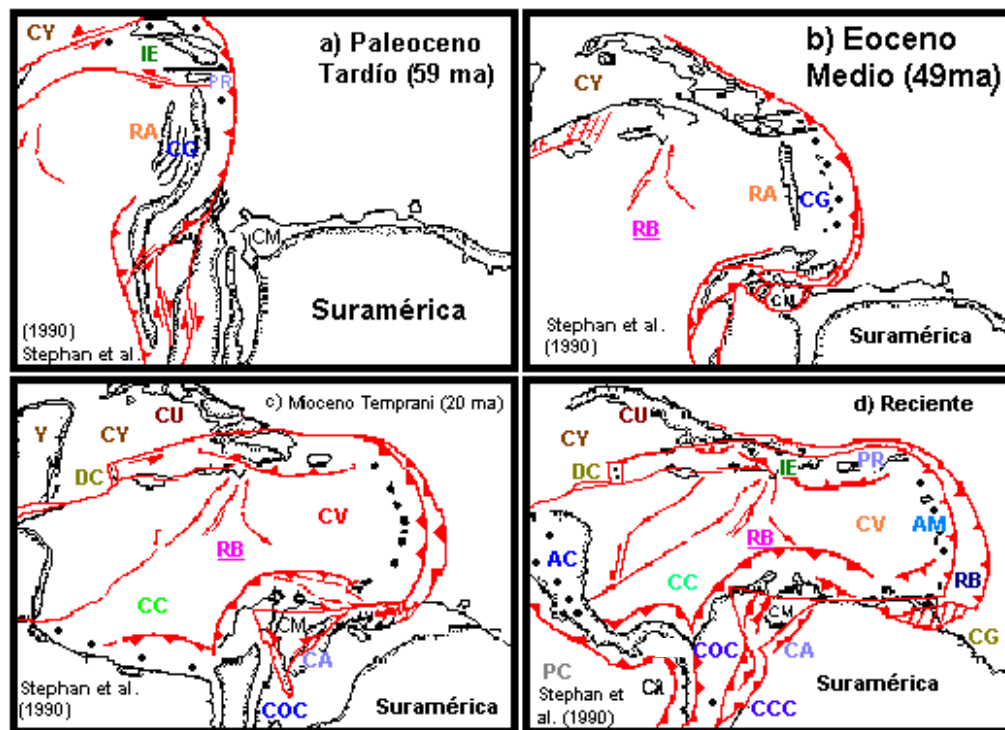


Figura 5.2. – Los cuatro estados del desarrollo de los límites norte y sur de la placa del Caribe desde el Paleoceno tardío al Reciente asociado con la migración hacia el este de la placa Caribe. Abreviaturas: AC = América Central; AM = Antillas Menores; CA = Cordillera de los Andes; CC = Cuenca Colombiana; CCC= Cordillera Central de Colombia; CG = Cuenca de Granada; COC = Cordillera Occidental de Colombia; CM = Cuenca de Maracaibo; CV = Cuenca de Venezuela; CU = Cuba; CY = Cuenca de Yucatán; DC = Depresión Caimán; IE = Isla Española; PC = Placa del Caribe; PR = Puerto Rico; RB = “Ridge” de Barbados; RB = “Ridge” de Beata. Tomado de Di Croce et al. , 1999.

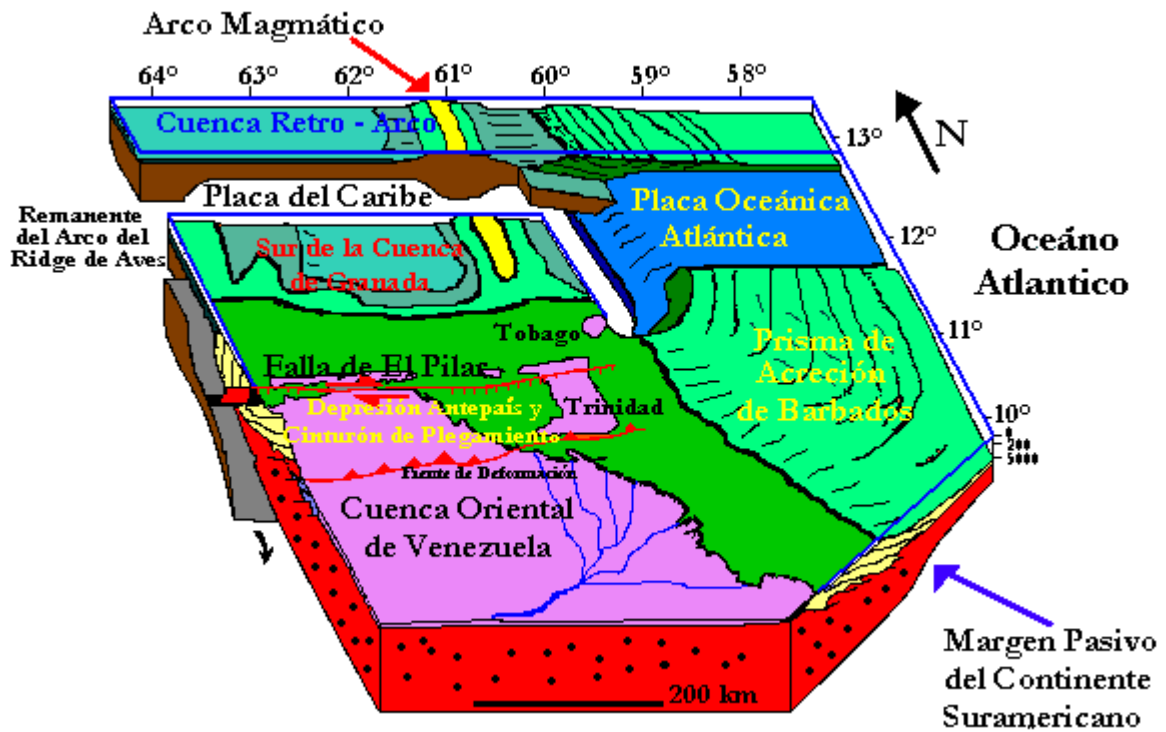


Figura 5.3. – Bloque diagramático del límite sur de la placa Caribe mostrando los elementos tectónicos importantes relacionados con la Cuenca Oriental de Venezuela. Tomado de Di Croce et al. , 1999.

### 5.1.2. - Marco Estructural de la Cuenca Oriental de Venezuela:

La Cuenca Oriental de Venezuela es el resultado final de la colisión oblicua de la placa del Caribe, la cual presenta un movimiento relativo hacia el este, contra la placa de Sudamérica, que presenta un movimiento relativo noroeste. Dicha cuenca es una cuenca antepaís directamente asociada con las transpresiones al norte de Venezuela, las cuales son el producto de la colisión (Di Croce et al., 1999).

Como se puede ver en la figura 5.3, la cuenca oriental limita al sudeste con el margen pasivo Atlántico de Sudamérica, así mismo se puede ver como la litósfera oceánica Atlántica está subduciendo hacia el oeste por debajo del arco de islas de Las Antillas. Entonces, se puede afirmar que la Cuenca Oriental de Venezuela es el producto de la unión de tres zonas de subducción.

### ***5.1.3. - Estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela:***

Parnaud et al (1995), hace una breve descripción de la estratigrafía de las megasecuencias que se corresponden con cada una de las etapas antes mencionadas, como se muestra a continuación

5.1.3.1. - Megasecuencia Pre – Rift: La megasecuencia pre – rift se desarrolló durante el Paleozóico. La misma se asocia con las formaciones Hato Viejo y Carrizal de la subcuenca de Guárico, de edad Devónico – Carbonífero, las cuales fueron depositadas en ambientes costeros a neríticos. Se pudo observar en perfiles sísmicos que el espesor de la secuencia esta entre 3000 a 5000m.

5.1.3.2. - Megasecuencia Rift: La megasecuencia rift que se desarrollo durante el Jurásico tardío – Cretáceo temprano se ha descrito como la formación La Quinta al oeste del área de estudio en el grabén de Espino. Esta formación fue depositada en un ambiente continental, y esta compuesta principalmente por lutitas rojas con sills basálticos. Esta secuencia se reconoce en perfiles sísmicos en semi – grábenes, como en la figura 5.4 y alcanza un espesor de unos 3600m.

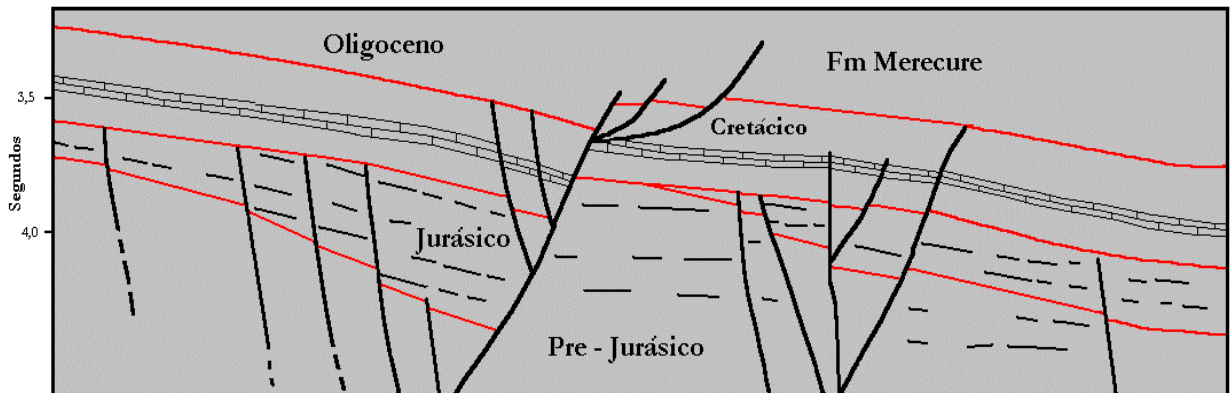


Figura 5.4. – Interpretación estructural de la secuencia Jurásico – Cretáceo. Tomado de Parnaud et al., 1995.

5.1.3.3. - Megasecuencia de Margen Pasivo: La megasecuencia de margen pasivo comprende desde el Cretáceo hasta el Paleógeno y está caracterizada por tres fases transgresivas principales desarrolladas de norte a sur y que culminaron durante el Turoniense, Paleoceno – Eoceno y Oligoceno, respectivamente.

La fase transgresiva inicial comenzó con la depositación de las areniscas basales de la formación Barranquin. El máximo avance transgresivo esta marcado por la depositación de carbonatos de plataforma que son diacrónicos en la dirección norte – sur dentro de la cuenca. En el área de El Pilar, al norte, esas calizas corresponden al nivel superior de la formación Barranquin (Barremiense) y más sur corresponden a la formación El Cantil. En el campo El Furrial las calizas son Aptiense – Turoniense y pertenecen a las formaciones El Cantil, Querecual y San Antonio. En la parte sur de la cuenca (área de Mata), las calizas pertenecen a la formación Tigre e indican el máximo avance de la transgresión Turoniense (figura 5.5) Las principales rocas madre fueron depositadas



durante esta fase transgresiva, ellas corresponden con las formaciones Querecual, San Antonio de edad Cenomaniense – Campaniense.

Durante el Paleoceno – Eoceno, se dio el segundo evento transgresivo, el cual siguió a la regresión Mastrichtiense. Dicha transgresión está representada por la formación San Juan, la cual contienen facies de abanico submarino en afloramiento y hacia el área de El Furrial presenta áreas estuarinas – deltáicas. Así mismo, Parnaud et al. (1995) consideró a la formación Musipan de edad Mastrichtiense como un equivalente lateral de la formación San Juan.

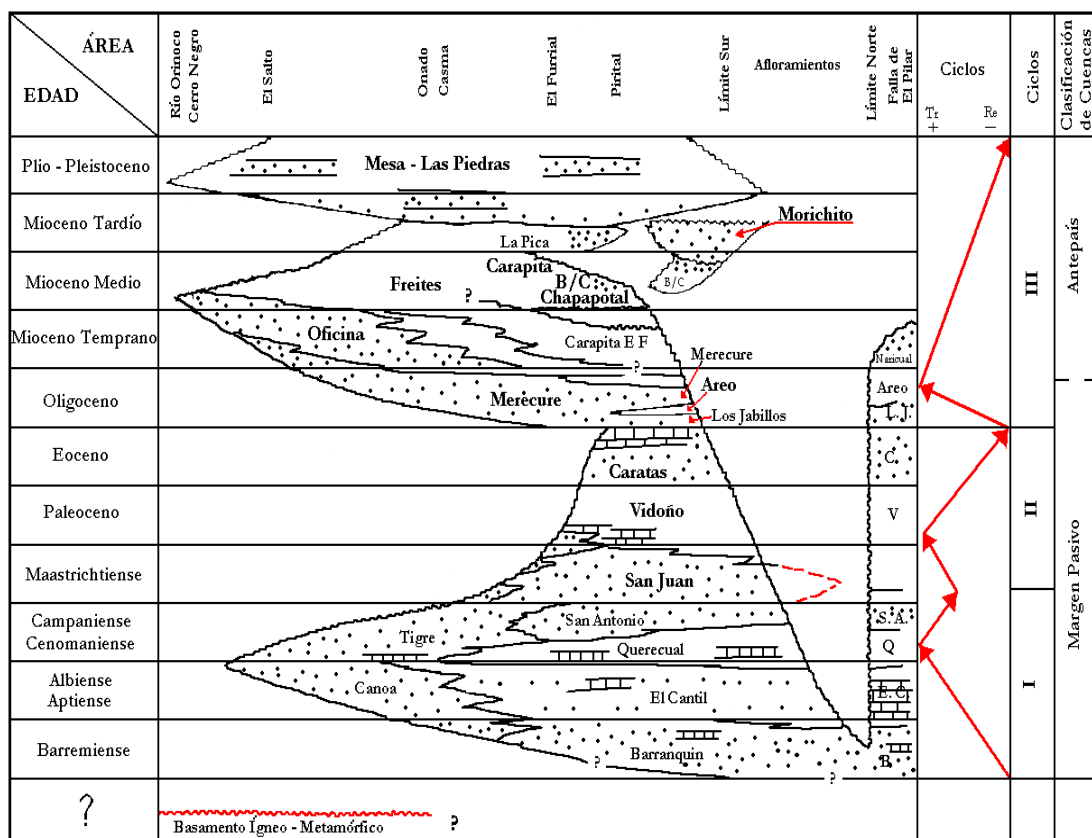


Figura 5.5. - Carta de correlación estratigráfica a lo largo de un transecto regional norte – sur. Tomado de Parnaud et al., 1995.

La transgresión final se desarrolló durante el Oligoceno y comenzó con la depositación de las areniscas basales de la formación Merecure. Dicha formación se depositó en un ambiente continental en la parte sur de la cuenca (área de Cerro Negro) y en un ambiente de plataforma interna en la parte norte de la cuenca (afloramientos de la Serranía de Interior). La misma representa el principal reservorio del área de El Furrial (figura 5.6).

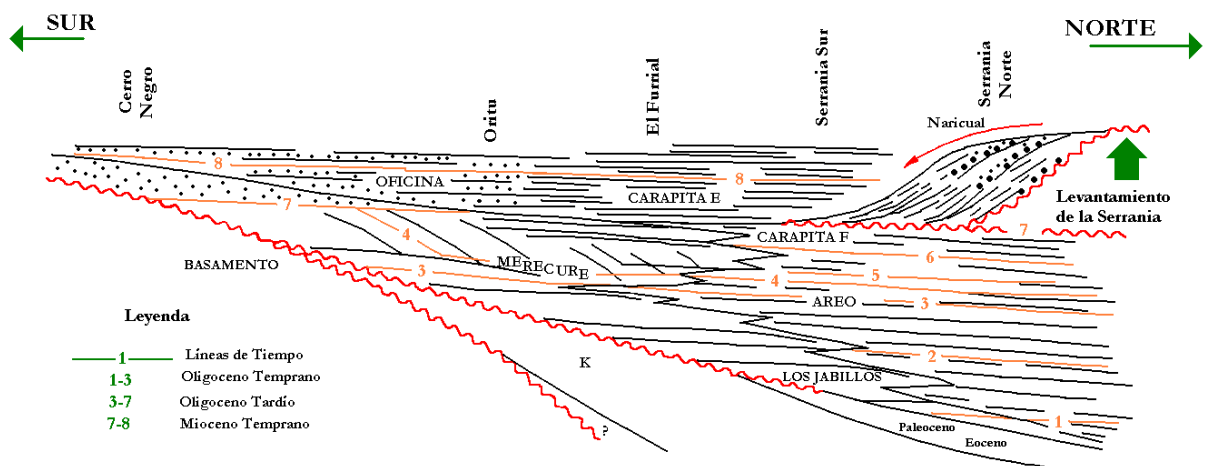


Figura 5.6. – Sección conceptual mostrando la deposición de los sedimentos Oligocenos y Mioceno temprano. Tomado de Parnaud et al, 1995.

5.1.3.4. - Megasecuencia de la Colisión Oblicua: La megasecuencia de margen pasivo culmina en el Oligoceno debido a la colisión de la placa Caribe contra la placa sudamericana, lo que originó el cambio de la cuenca de margen pasivo a una cuenca antepaís.

El diacronismo de la carga del cinturón de plegamiento de la Serranía del Interior, aplicado al borde norte de Sudamérica originó una migración del “foredeep” al sur, es

decir, el apilamiento de unidades alóctonas debidas a la colisión de las placas, originó la migración del “foredeep”.

En el mismo “foredeep” se depositó una secuencia espesa de lutitas correspondiente a la formación Carapita. Dicha formación se considera como una roca madre potencial de materia orgánica mixta (continental y marina) y el principal sello de los reservorios Oligoceno – Mioceno de las formaciones Freites y Oficina. Así mismo durante el Plio – Pleistoceno, el “foredeep” fue rellenado con depósitos más jóvenes, tales como las formaciones La Pica y Las Piedras, de ambientes marinos someros y continentales. El máximo espesor de la megasecuencia de colisión oblicua es de unos 6000m.

Di Croce et al. (1999), aplicó los conceptos de la estratigrafía secuencial a la Cuenca Oriental de Venezuela, obteniendo así la estratigrafía de la misma detalladamente.

En la figura 5.7 se resume la estratigrafía secuencial de la cuenca relacionada a las tres principales etapas tectónico – estratigráficas que controlan la estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela, es decir, un régimen tipo rift, un margen pasivo y una secuencia de “foredeep”. Entre esas tres etapas, se tienen tres importantes límites de secuencia, los cuales están muy bien definidos en sísmica. Dichos límites de secuencia (SB) son SB-1, SB-2 y SB-3.

La discordancia del tope del basamento (SB-1), comúnmente infrayace a una megasecuencia de margen pasivo de siliciclásticos y carbonatos. El límite SB-2 representa una discordancia intermedia que está vagamente definido y separa los sedimentos

inferiores del cretáceo suprayacente. El límite SB-3, comúnmente llamada “discordancia basal del foredeep”, separa los siliciclásticos del foredeep de la secuencia de margen pasivo infrayacente siliciclástica – carbonática.

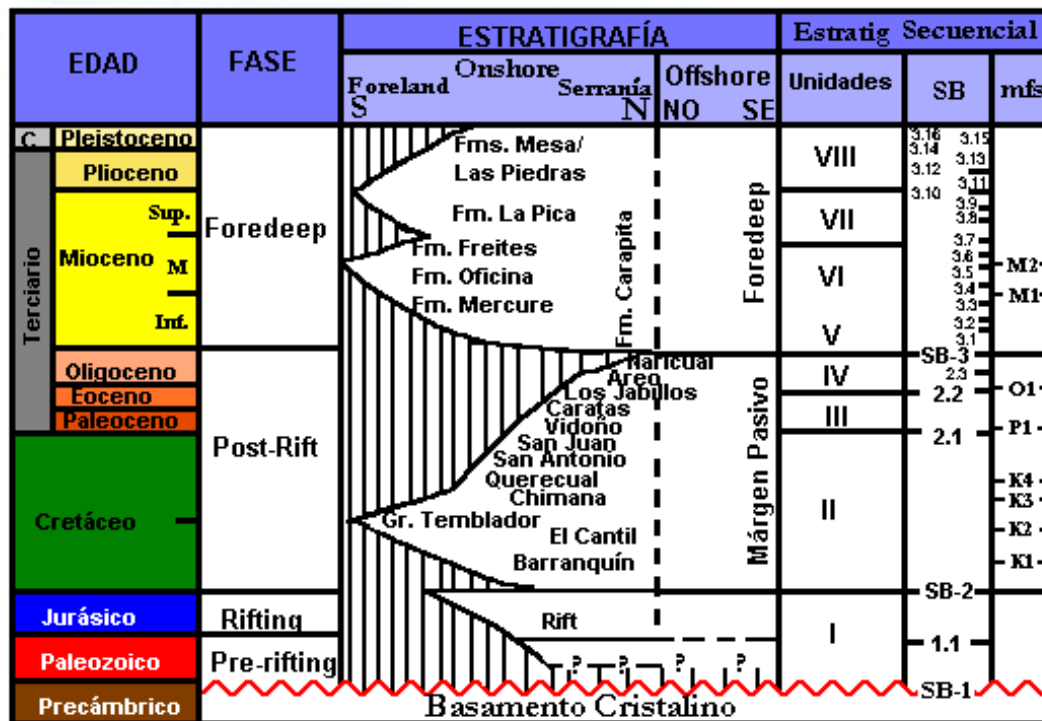


Figura 5.7. – Carta estratigráfica general de la Cuenca Oriental de Venezuela mostrando la cronoestratigrafía general, las fases tectónicas y las secuencia sedimentarias que se encuentran presentes con sus respectivos límites de secuencia, así como los nombre de las formaciones y su posición. Tomado de Di Croce et al., 1999.

Di Croce et al. (1999), definen ocho unidades estratigráficas sin incluir el basamento. A continuación se describen brevemente cada una de esas unidades:

5.1.3.5. - El Basamento: El tope del basamento es el reflector más fuerte y profundo que se puede observar en el área. El mismo representa el límite de secuencia SB-1, y se puede afirmar que la mayoría de los sedimentos suprayacentes se encuentran descansando en “onlap” sobre este límite. Una gran cantidad de pozos en el área confirma que el

basamento es el precámbrico cristalino del Escudo de Guayana, el cual está compuesto principalmente de rocas meta – sedimentarias y meta – ígneas en facies anfibolita a granulita intrusionada por granitos, de edades comprendidas entre 3600 a 800 ma. (Di Croce et al., 1999). Cabe destacar que la extensión del basamento precámbrico hacia el norte de la subcuenca de Maturín no se conoce, por lo que no se puede determinar si existe un paleozóico deformado por debajo de la Serranía del Interior.

Hacia el este, el basamento precámbrico se extiende por debajo de la plataforma del Orinoco y del margen pasivo Atlántico. Como se puede observar en la figura 5.8, el basamento buza ligeramente hacia el NNE.

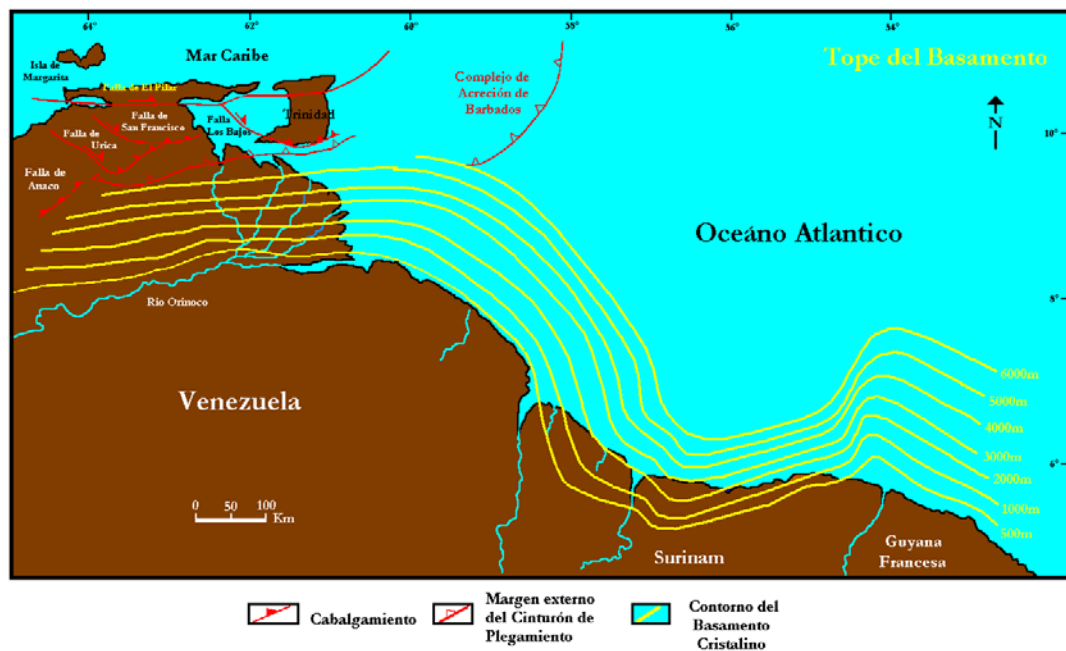


Figura 5.8. – Profundidad del tope del basamento en la Cuenca Oriental de Venezuela. Tomado de Di Croce et al., 1999.

5.1.3.6. - Unidad I: Según Di Croce et al. (1999), la unidad I corresponde con la sedimentación pre – Cretácea, la cual comprende las fases de pre-rift y rift. Esta unidad

está limitada por los límites de secuencia SB-1 y SB-2, los cuales corresponden al tope del basamento y a la base del cretáceo, respectivamente.

Los sedimentos pre – Cretáceos, son más conocidos hacia la zona oeste de la Cuenca Oriental de Venezuela. El graben de Espino (Jurásico) esta relleno con una sección, aproximada de 162 ma., que comprende capas rojas no fosilíferas intercaladas con flujos basálticos. Más al este de la cuenca, se observan reflectores esporádicos que sugieren la presencia de un rift, los cuales podrían ser equivalentes al evento rifting del graben de Espino al oeste y al graben Tacutu al noreste de Brasil.

El límite de secuencia SB-1.1 separa el precámbrico infrayacente del cratón de los sedimentos de relleno de los grábenes jurásicos suprayacente. En la mayor parte de la cuenca, el basamento es el cratón precámbrico, por lo que Di Croce et al. (1999), se refieren al amalgamamiento SB-1/SB-2 como el tope del basamento pre-Cretáceo.

Durante el período Cretáceo – Paleógeno, las secuencias siliciclásticas fueron depositadas a lo largo del margen pasivo de Venezuela, correspondiendo con la subsidencia tectónica y los cambios eustáticos del nivel del mar alrededor del mundo (Di Croce et al., 1999). Como muestra la figura 5.7, la etapa de margen pasivo puede ser dividido en tres unidades estratigráficas.

5.1.3.7. - Unidad II: La unidad estratigráfica II corresponde a una secuencia de edad Cretácea de margen pasivo. Esta unidad está comprendida entre los límites de secuencia SB-2 y SB-2.1, es decir, la base del Cretáceo y la base de Paleoceno tardío (58,5 ma), respectivamente.

En la figura 5.9 se puede apreciar como la unidad está representada por una cuña sedimentaria que se espesa hacia el mar y buza hacia el norte – noreste. Su espesor en la parte más preservada llega a alcanzar los 12500m.

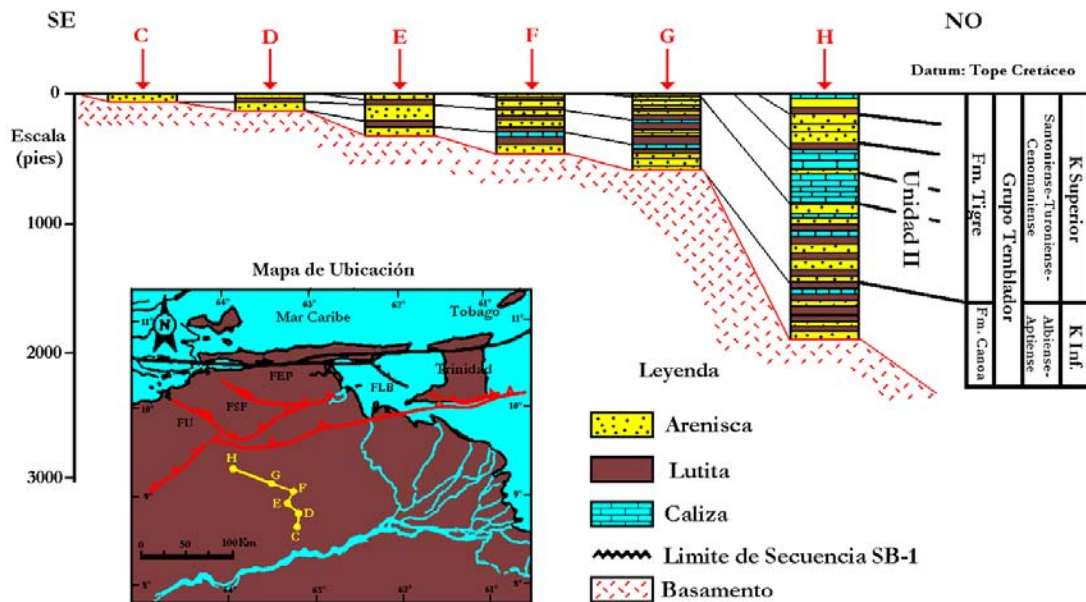


Figura 5.9. – Correlación estratigráfica de la unidad II en continente en la Cuenca Oriental de Venezuela.

Tomado de Di Croce et al., 1999.

Basado en la configuración interna de los estratos presentes en el costa afuera, la unidad puede ser dividida en 5 paquetes transgresivos – regresivos (T/R). En dichos ciclos se aprecian eventos de máxima inundación correspondientes al Aptiense inferior (111 ma), Albiense superior (98,5 ma), Cenomaniense medio (95,75 ma) y Turoniense medio (91,5 ma).

En general el Cretáceo inferior consiste de lutitas multicolores y moteadas, con areniscas y limolitas de ambiente continental. Por su lado el Cretáceo superior consiste de estratos delgados ligeramente coloreados de carbonatos ricos en algas, foraminíferos y

pelecípedos, intercalados con carbonatos micríticos, lutitas glauconíticas y areniscas, los cuales fueron depositados en ambientes de plataforma de aguas someras.

En la parte continental, la secuencia presenta algunos reflectores fuertes, pero en general se presenta como una unidad uniformemente espesa a todo lo largo del “onlap” sobre el basamento. Esta unidad es equivalente al grupo Temblador (Aptiense – Santoniense). La parte inferior o subunidad inferior está correlacionada con la formación Canoa (Aptiense medio – Albiense) de areniscas mal escogidas intercaladas con limolitas de ambiente continental. La subunidad superior consta de dos litofacies y se correlaciona con la formación Tigre. La litofacies basal consta de areniscas intercaladas con lutitas y la litofacies superior consiste de calizas dolomíticas y lutitas glauconíticas. Su ambiente de deposición va, de base a tope, desde lagunal a costero hasta plataforma externa.

Di Croce et al. (1999), presenta una correlación entre la parte continental, el costa afuera y los afloramientos de la Serranía del Interior (ver figura 5.10), donde concluye:

- ✓ La cuña clástica del pre-Aptiense inferior del ciclo II-A es equivalente a la sección siliciclástica de la formación Barranquin superior de la Serranía del Interior.
- ✓ El ciclo II-B del Aptiense - Albiense superior, podría ser equivalente al Miembro García de la Serranía del Interior.
- ✓ Los clásticos inferidos del ciclo II-C (Albiense superior – Cenomaniense inferior), es equivalente a la formación Chimana de la Serranía del Interior.
- ✓ Una delgada lutita carbonática del ciclo II-D (Cenomaniense inferior – Turoniense medio), es equivalente a la formación Querecual inferior de la Serranía del Interior. Su



superficie de máxima inundación está correlacionada con un evento de máxima inundación marino alrededor del mundo.

✓ El ciclo II-E del Turoniense medio – Santoniense, es probablemente la combinación de las formaciones Querecual, San Antonio y San Juan de la Serranía del Interior. Las partes importantes de este ciclo podrían haber sido erosionadas en la mayor parte del costa afuera de la cuenca.

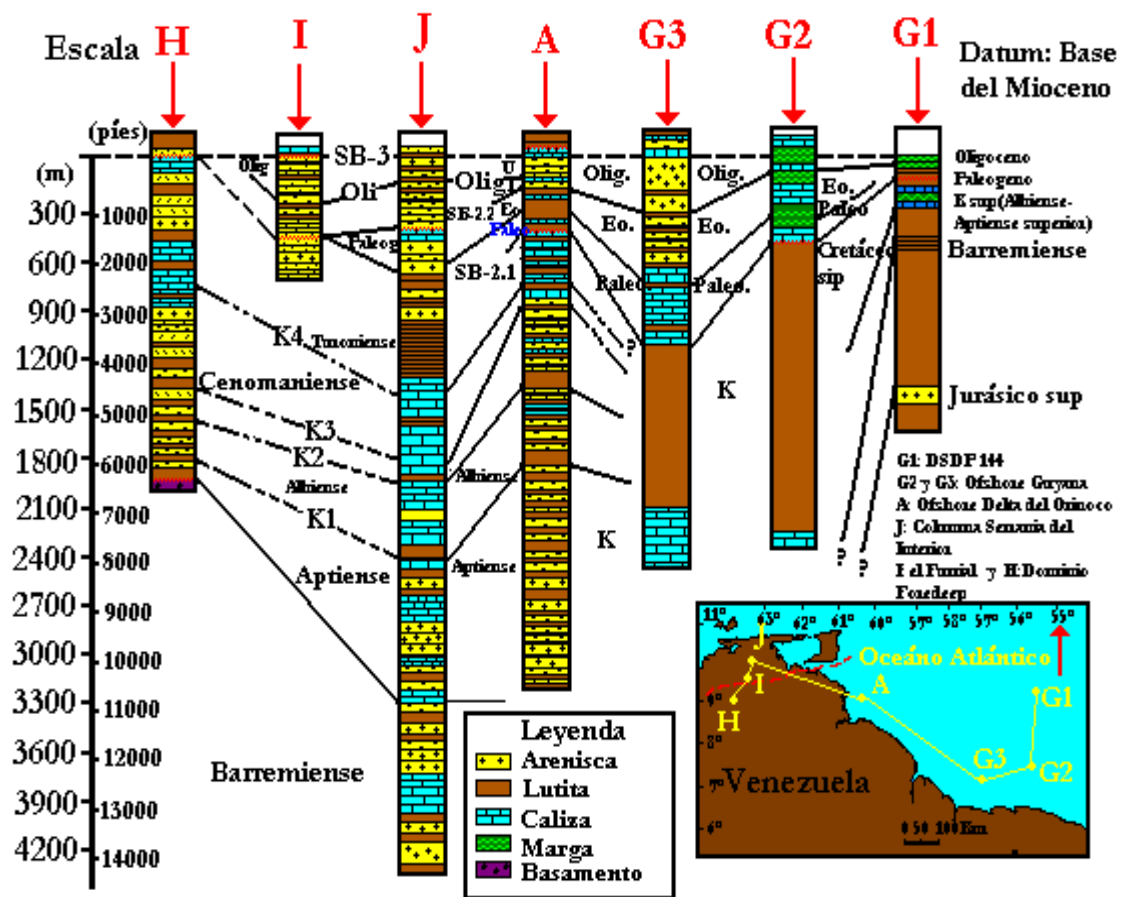


Figura 5.10. – Estratigrafía del margen pasivo de la cuenca Oriental de Venezuela basado en la correlación de pozos claves. Tomado de Di Croce et al. 1999.

5.1.3.8. - Unidad III: Esta unidad corresponde con una secuencia de margen pasivo de edad Paleoceno tardío – Eoceno. Esta sección es delgada, condensada y esta definida por dos reflectores fuertes con “onlap” sobre el límite de secuencia inferior SB-2.1 (58,5 ma) y en su tope el límite SB-2.2. En continente, los espesores son casi constantes (menos de 100m) y se puede seguir por toda el área. En costa afuera, la sección esta erosionada o nunca fue depositada.. Esta unidad se puede dividir en dos unidades depositacionales.

La subunidad III-A de base a tope consta de calizas de agua somera con algas, ostrácodos y abundantes foraminíferos planctónicos a limolitas y lutitas oscuras con abundancia de foraminíferos bénticos y planctónicos de aguas profundas (batiales). Esta subunidad esta datada del Paleoceno Tardío. Existe un pronunciado hiato entre esta unidad y la unidad II infrayacente, el cual omite el Paleoceno inferior y localmente el Mastrichtiense.

La subunidad III-B consiste de lutitas glauconíticas intercaladas con estratos delgados de limolitas y areniscas de grano fino, que grada hacia arriba a calizas glauconíticas retrabajadas. Esta subunidad puede ser subdividida en Eoceno temprano, medio y tardío dependiendo de la fauna y su ambiente deposicional es de aguas profundas

La subunidad III-A (Paleoceno tardío) debería estar correlacionado con la formación Vidoño de la Serranía del Interior, debido a sus similitudes. Del mismo modo, la subunidad III-B parece ser equivalente a la formación Caratas de la Serranía, aunque sus litofacies parecen un tanto diferentes.

5.3.1.9. - Unidad IV: La unidad IV corresponde a una secuencia estratigráfica de margen pasivo de edad Oligoceno. Esta secuencia está limitada en su base por una terminación “downlap” sobre el límite SB-2.2 (36 ma) y en su tope el límite SB-3 ( 25,5 ma), el cual está caracterizado por el truncamiento de reflectores. El límite superior de esta secuencia está relacionado a una discordancia regional conocida como la “discordancia basal del foredeep” (figura 5.11), que separa la unidad tectono – estratigráfica del “foredeep” suprayacente de las unidades infrayacentes de margen pasivo.

En la Figura 5.11, se observa claramente esta unidad, la cual se reporta principalmente hacia el sur en el área continental de la cuenca. En costa afuera, excepto por un pozo, no se han reportado fósiles Oligocenos, aunque existe una importante sección siliciclástica reportada en el cinturón de plegamiento.

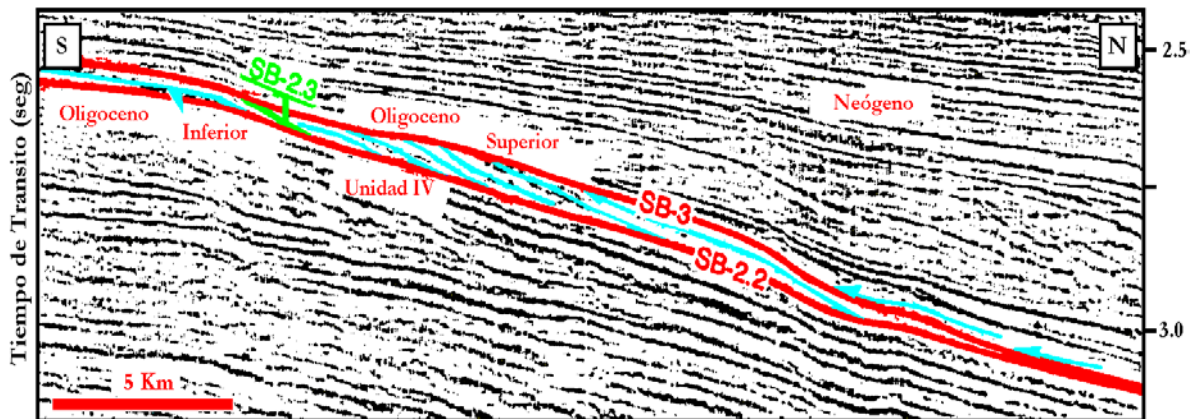


Figura 5.11. – Perfil sísmico interpretado para la unidad IV. Tomado de Di Croce et al., 1999

En costa afuera esta unidad puede ser subdividida en dos por un fuerte reflector denominado SB-2.3 (30 ma)(figura 5.11). Basándose en la información del pozo A (figura 5.12) , esta unidad consta de dos subunidades o dos ciclos de tercer orden:

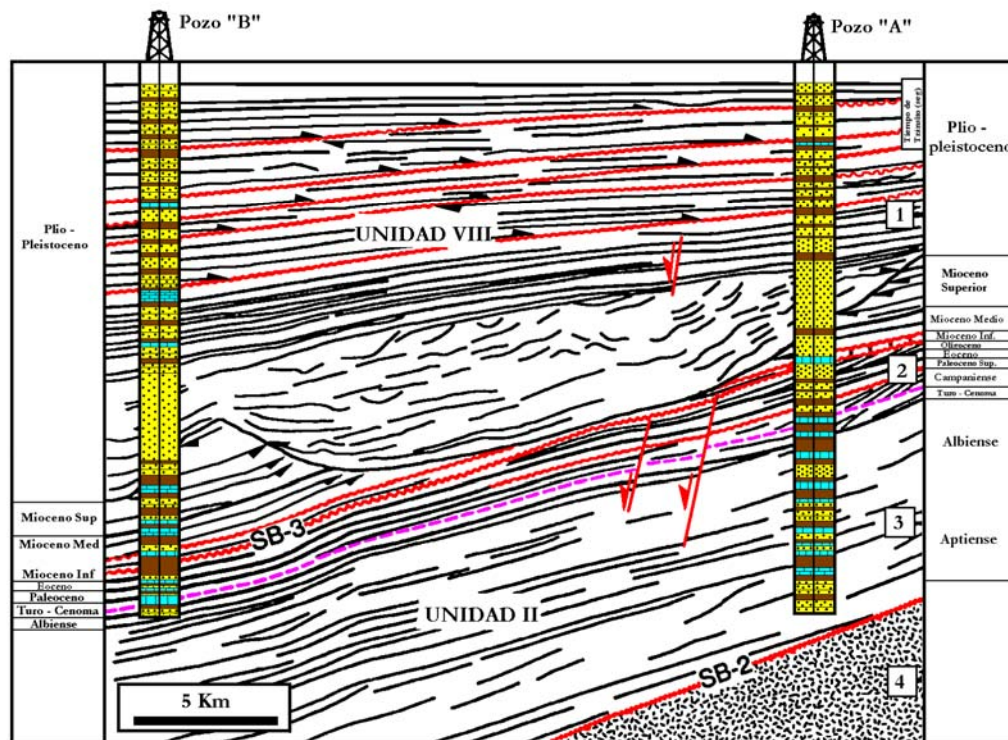
✓ La subunidad basal (Oligoceno temprano), consta de lutitas glauconíticas con abundantes fósiles (gastrópodos y foraminíferos) que gradan hacia arriba a calizas glauconíticas intercaladas con areniscas blancas de grano fino a medio. Por correlación de facies sísmicas y características sedimentológicas, esta subunidad consta de depósitos transgresivos y de alto nivel (“highstand”), los cuales contienen la superficie de máxima inundación (mfs) de 35 ma. Dicha superficie está por encima del límite SB-2.2 aunque buzamiento arriba se fusiona en un único y simple reflector sísmico.

✓ La subunidad superior (Oligoceno tardío) consta de una secuencia mal consolidada de areniscas mal escogidas de grano medio, depositadas en un ambiente de aguas someras asociado a plataformas carbonáticas. La data sísmica muestra que esta subunidad corresponde con depósitos de bajo nivel o “lowstand” que parecen adelgazarse hacia la cuenca.

Es importante destacar que existe Oligoceno documentado en un pozo localizado al sur de la parte costa afuera, y que está ausente en pozos ubicados más al norte, sugiriendo un importante hiato. Así mismo, se podría afirmar que la sección podría estar condensada o presentar estratos sumamente delgados, por lo que no se reportó el Oligoceno.

Debido a la falta de información a cerca del Oligoceno, las correlaciones que se podrían hacer son debatibles.

5.1.3.10. - Unidad V: Esta unidad corresponde al Mioceno inferior y es la primera secuencia depositada en el “foredeep”. La misma está limitada en su base por el límite SB-3, con Mioceno inferior en “onlap” sobre el delgado Oligoceno o sedimentos más viejos, y en su tope por el límite SB-3.3 (16,5 ma). Esta unidad presenta un espesor



aproximado de 3000m al oeste, el cual se adelgaza hacia el sur – sudeste.

Figura 5.12. – Columna estratigráfica esquemática de dos pozos del costa afuera de la Cuenca Oriental de Venezuela. SB: Límete de Secuencia. Tomado de Di Croce et al., 1999.

La estratigrafía secuencial regional permitió la subdivisión de esta unidad como sigue: en el continente, la unidad consta de tres secuencias depositacionales caracterizadas por depósitos transgresivos y “highstand” (aunque la superficie de máxima inundación este pobremente desarrollado). Estas secuencias están limitadas por SB-3 (25,5 ma), SB.3.1

(21 ma), SB-3.2 (17,5 ma) y SB-3.3 (16,5 ma). Dichos límites se caracterizan por truncaciones locales de los reflectores infrayacentes y las terminaciones “onlap”.

En el continente se tiene de base a tope una sección masiva mal escogida de grano medio intercaladas con capas delgadas de lutita y ocasionalmente lignitos de ambiente fluvial, correspondiente a la secuencia SB-3 – SB-3.1. Hacia el tope se observan dos secuencias progradantes (SB-3.1 – SB-3.2 y SB-3.2 – SB-3.3) caracterizadas de lutitas basales que gradan a facies alternantes de areniscas y limolitas finalizando en areniscas mal escogidas de ambientes litorales (ej. barras costeras litorales). Esta secuencia incluye parte de la formación Merecure y la parte basal de la formación Oficina.

En el costa afuera, la unidad V consiste de un delgado carbonato de plataforma que puede ser dividido en dos secuencias depositacionales de bajo nivel (“lowstand”). Al sudeste, en el costa afuera del margen pasivo dominante, la unidad exhibe un espesor uniforme (aproximadamente 110m). Al sur – suroeste, se observan carbonatos de agua somera con esqueletos de corales, macroforaminíferos, gastrópodos, equinodermos, briozoarios y algas, desarrollados en arrecifes coralinos. Lateralmente y hacia el noreste, se observan limolitas marrones – oliva de plataforma externa de aguas profundas.

5.1.3.11. - Unidad VI: Esta unidad está limitada en su base por el límite Sb-3.3 (16,5 ma) y en su tope por SB-3.7 (10,5 ma), correspondiente con la parte superior del Mioceno inferior hasta el Mioceno medio. En general se observa una cuña que se extiende de oeste a este, similar a la unidad V.



En continente, la unidad VI consta de cuatro secuencias depositacionales (ciclos de tercer orden) limitados por SB-3.3 (16, 5 ma), SB-3.3 (15,5 ma), SB-3.5 (13,8 ma), SB-3.6 (12,5 ma) y SB-3.7 (10,5 ma) (figura 5.13), donde se observan los reflectores en “onlap” y el SB-3.7 como un horizonte sísmico muy bien definido. De base a tope, las litofacies que caracterizan esta unidad son:

- ✓ Lutitas marrones – grisáceas con ocasionales capas delgadas de arenisca y abundantes pellets glauconíticos. Esta sección fue depositada en un ambiente de plataforma media a externa e incluye la superficie de máxima inundación de 16 ma.

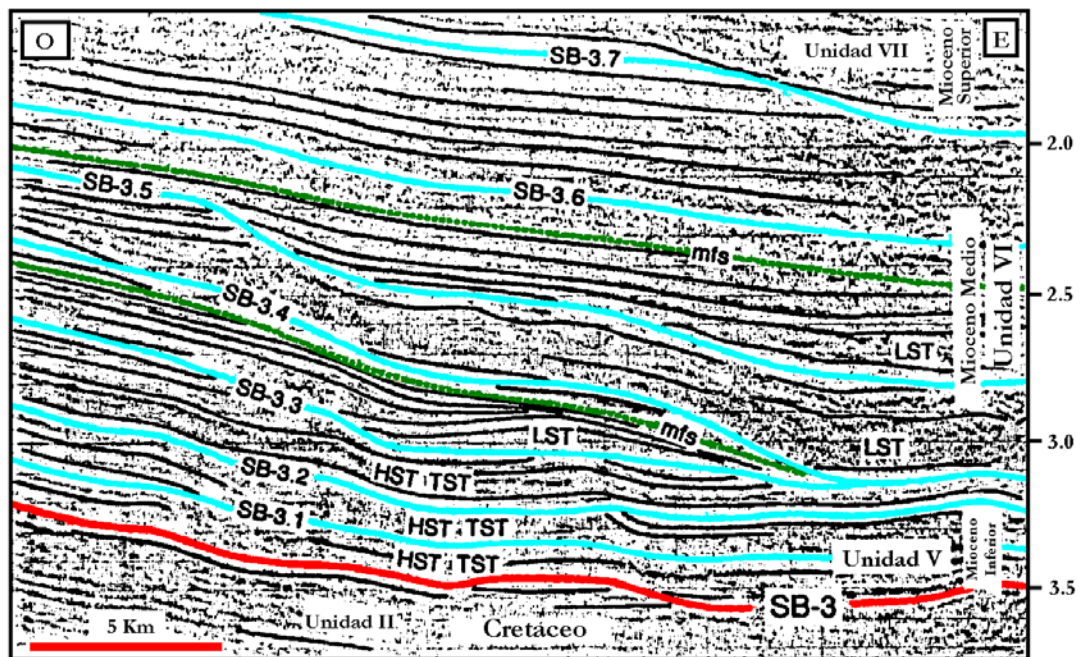


Figura 5.13. – Interpretación de un segmento de perfil sísmico en continente donde se muestran secuencias depositacionales y límites de secuencia de las unidades V y VI. SB: límite de secuencia; mfs: superficie de máxima inundación; HST: sistema encadenado de alto nivel; TST: sistema encadenado transgresivo; LST: sistema encadenado de bajo nivel. Tomado de Di Croce et al., 1999.

✓ Lutitas basales gradando hacia arriba en facies variables de limolitas y areniscas y finaliza con areniscas mal escogidas de grano fino a medio. Ambiente litoral a marino somero.

✓ Las litofacies previamente descritas, abruptamente cambian a una sección espesa masiva (aproximadamente 600m) de limos lutíticos con abundante fauna planctónica y béntica. Estos sedimentos fueron depositados en aguas profundas y marcan la máxima profundización de la cuenca durante el Mioceno medio. Esta secuencia contiene la superficie de máxima inundación de 13,4 ma.

✓ Una sección espesa (entre 450 – 700m) de lutitas grises – oliva, localmente intercaladas con unos pocos estratos delgados de areniscas de grano fino, depositadas en ambientes de aguas profundas.

La configuración sísmica estratigráfica de la unidad VI en costa afuera del margen pasivo dominante es una simple unidad limitada por SB-3.3 (16,5 ma) y SB-3.7 (10,5 ma). Esta unidad es adelgaza debido a una extendida y muy fuerte erosión durante el Plioceno temprano.

Esta unidad consta de unos 180m de lutitas fosilíferas gris – oliva con pocas capas de arenisca y una disminución del contenido glauconítico hacia el tope. Esta sección fue depositada en un ambiente de plataforma externa.



5.1.3.12. - Unidad VII: Sobre perfiles sísmicos, la unidad VII esta mejor definida hacia el occidente de la cuenca, donde se observan tres secuencias sedimentarias limitadas por SB-3.7 (10,5 ma), SB-3.8 (8,2 ma), SB-3.9 (6,3 ma) y SB-3.10 (5,5 ma).

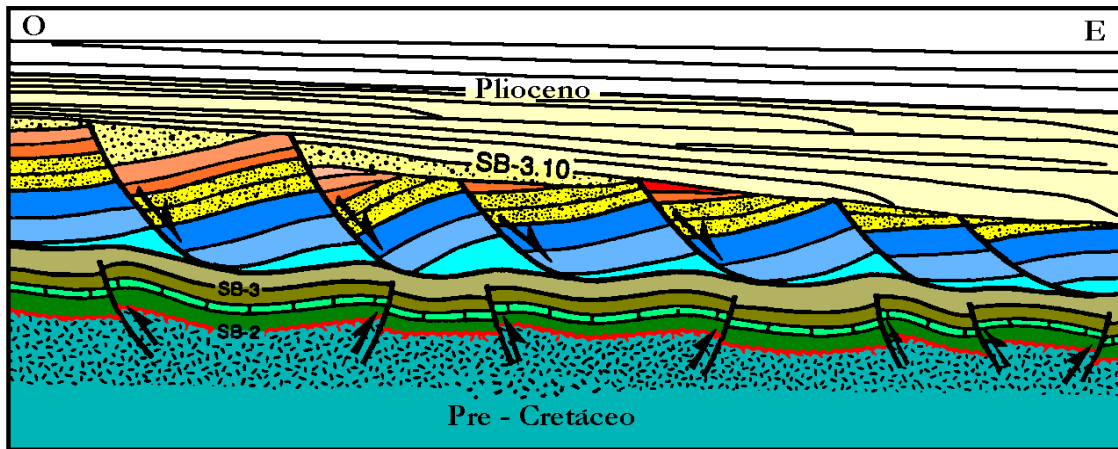


Figura 5.14. – Perfil sísmico oeste – este. Aquí se muestra la intercepción de la unidad VII con un conjunto de fallas lítricas. Tomado de Di Croce et al., 1999.

Estos límites están caracterizados por superficies erosivas y suaves modelos “onlap”. Cabe destacar que en el oeste de la cuenca estos límites están tan bien definidos, pero hacia el este los límites son difíciles de seguir, debido a que están interceptados por un conjunto de fallas lítricas (figura 5.14).

En la parte continental de la cuenca, la unidad puede ser dividida en dos litofacies. De base a tope encontramos:

- ✓ De SB-3.7 a SB-3.8, se observan areniscas limosas y lutitas intercaladas con areniscas mal escogidas de grano fino a medio con estratos de lignitos ocasionales. Esta sección fue depositada en ambientes que van desde continentales a planicies costeras y representan depósitos transgresivos y “highstand”.

✓ La parte superior está predominantemente caracterizada por lutitas grises – oliva con abundancia de foraminíferos béticos, limolitas y areniscas mal escogidas de ambiente marino somero a plataforma exterior. En esta sección se pueden reconocer dos secuencias deposicionales limitadas por SB-3.8, SB-3.9 y SB-3.10. Estas secuencias están caracterizadas por depósitos “lowstand”. En la secuencia SB-3.8 - SB-3.9 se registra una superficie de máxima inundación de 7 ma.

En costa afuera, la sección está caracterizada por una simple secuencia deposicional de “lowstand”. Limitada en su base por SB-3.7 y en su tope por SB-3.10, se observan profundizaciones de valles incisos. Esta unidad se caracteriza por lutitas grises –verdosas intercaladas con limolitas y areniscas de grano fino, depositados en ambientes de aguas profundas.

5.1.3.13. - Unidad VIII: En general, la unidad VIII presenta una configuración en forma de cuña. Esta unidad está limitada en su base por el límite SB-3.10 y en su tope por la superficie topográfica actual.

En el continente, la unidad VIII representa un régimen regresivo, el cual muestra una gran variación lateral de facie sísmicas, la cual se relaciona con el progresivo movimiento relativo hacia el este de la placa del Caribe con respecto a Sudamérica durante el Neógeno. Se pueden definir tres secuencias depositacionales limitadas por SB-3.10 (5,5 ma), SB-3.11 (4,2 ma), SB-3.12 (3,8 ma) y SB-3.13 (3 ma), los cuales se definen por “onlap” regionales y truncaciones locales. Estas secuencias deposicionales están caracterizadas por depósitos transgresivos y “highstand”, que comprenden lignitos lutíticos, areniscas limosas micáceas (rojas – marrones), lutitas, areniscas mal escogidas

de grano fino y areniscas conglomeráticas. Esta unidad fue depositada en un ambiente litoral a continental.

En el costa afuera, la unidad está representa por unos 7000m de espesor y consiste de una típica progradación deltáica y se compone de:

- ✓ Una porción inferior caracterizado por lutitas grises – oliva con abundantes foraminíferos intercaladas con estratos delgados de areniscas de grano fino, depositados en ambientes de aguas profundas.
- ✓ La porción intermedia consiste de areniscas de grano fino a medio intercaladas con limolitas grises y lutitas, de plataforma media a externa que probablemente representa una facies de prodelta.
- ✓ Una porción superior que consiste de areniscas espesas y mal escogidas con frecuentes microconglomerados y abundantes fósiles y fragmentos de madera, chert, pelets y nódulos de pirita, intercaladas con estratos delgados de limolitas grises y lutitas con foraminíferos planctónicos. El ambiente de deposición de esta porción es de aguas someras. Esta sección representa el frente deltáico y la facies de planicie deltáica del Delta del Orinoco.

## **5.2. – Geología Local:**

Los campos Pirital y Santa Bárbara, se ubican al norte del estado Monagas entre los corrimientos de Nuevo Mundo al norte y el corrimiento de Pirital al sur.

### ***5.2.1. – Marco Estructural:***

Entre los principales elementos tectónicos relacionados con dichos campos, destacan al oeste el Corrimiento de Anaco y el Corrimiento de Tala, los cuales muestran continuidad entre sí, y la Falla de Urica, la cual se presenta como rampa lateral del Corrimiento de Pirital.

Al este se encuentra la Falla de San Francisco y en la parte central en dirección norte – sur, el Corrimiento de Mundo Nuevo, el Corrimiento de Pirital y la zona triangular donde se ubican los campos petroleros del norte de Monagas.

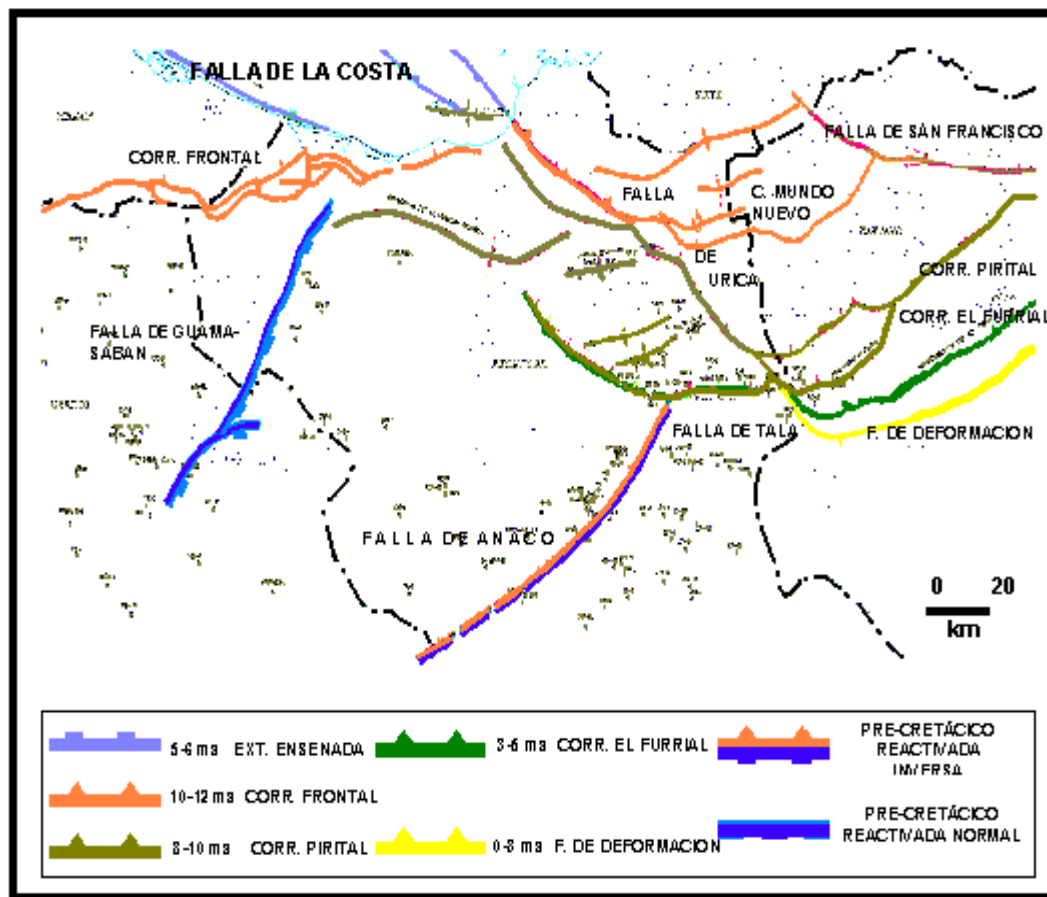


Figura 5.15. – Mapa Cronoestructural. Tomado del Giraldo et al., 2000.

Dicha configuración estructural permite dividir el área en cuatro bloques que se denominan Bloque Tala-Anaco, Bloque Mundo Nuevo, Bloque de Pirital y Frente de

Deformación (ver figura 5.15). En el bloque Pirital, entre los corrimientos de Nuevo Mundo y Pirital, se encuentran los campos de interés. En ese mismo bloque se desarrolla una gran estructura anticlinal de unos 80 Km de longitud en dirección noreste – suroeste, la cual se encuentra desplazada por la falla de Urica. Dicha estructura anticlinal se generó a causa del corrimiento Pre – Pirital, el cual su plano de despegue en la base del Cretáceo, causando una aloctonía bien conocida.

Según en informe final del Proyecto de Generación de Oportunidades (PGO) El Macal – Cerro Corazón (Giraldo et al., 2000), para la génesis de esta estructura primero actuó el corrimiento Pre-Pirital a comienzos del Mioceno Medio y levanta toda la sección Cretáceo – Terciaria existente para entonces, cuando se estaba depositando la formación Carapita. El desplazamiento continúa horizontalmente hacía el sur por algo más de 50 Km sin experimentar ningún levantamiento adicional. El corrimiento anterior al Pre-Pirital, posiblemente Nuevo Mundo (al norte), fue levantado por este último y probablemente llevó a superficie, unidades del Cretáceo, dando inicio a la deposición de la formación Morichito.

Después del Corrimiento Pre-Pirital comienza a actuar el Corrimiento Pirital, el cual levanta la misma columna estratigráfica, emplazándola por debajo de este y plegándola, para finalmente aflorar después de unos 12 Km de desplazamiento, originando un alto estructural (Alto de Pirital) el cual, junto con las zonas altas preexistentes, generan una depresión muy simétrica, donde se sedimentan las formaciones Morichito y Las Piedras

El campo Pirital está afectado directamente por el Corrimiento Pirital e indirectamente por el Corrimiento Pre – Pirital. (ver figuras 5.16 y 5.17).

### 5.2.2. – Marco Estratigráfico:

Debido a que la estructura del prospecto fue producto de un Corrimiento (Pirital) que tuvo su superficie de despegue en el Cretáceo y comenzó a actuar en el Mioceno medio, la columna estratigráfica del área es la repetición de la columna estratigráfica del Cretáceo inferior al Mioceno Medio – Superior (ver figura 5.18).

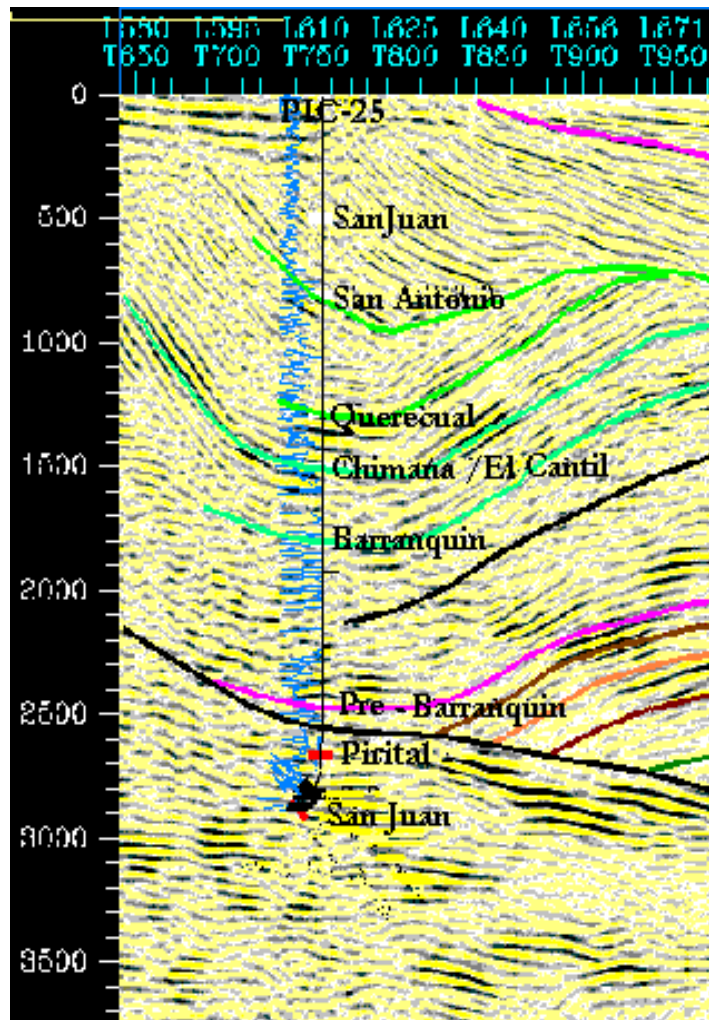


Figura 5.16. – Sección sísmica N-S mostrando las relaciones estratigráficas al norte de Pirital. Tomado de Giraldo et al., 2000.

La equivalencia aproximada que se tiene entre formaciones y edades geológicas es la siguiente:

- ✓ Cretáceo Inferior: formaciones Barranquin, Chimana y El Cantil.
- ✓ Cretáceo Superior: formaciones Querecual, San Antonio y San Juan.
- ✓ Oligoceno – Mioceno: Grupo Merecure (formaciones Los Jabillos, Areo y Naricual) y la formación Carapita.
- ✓ Mioceno – Pleistoceno: formaciones Morichito, Las Piedras y Mesa

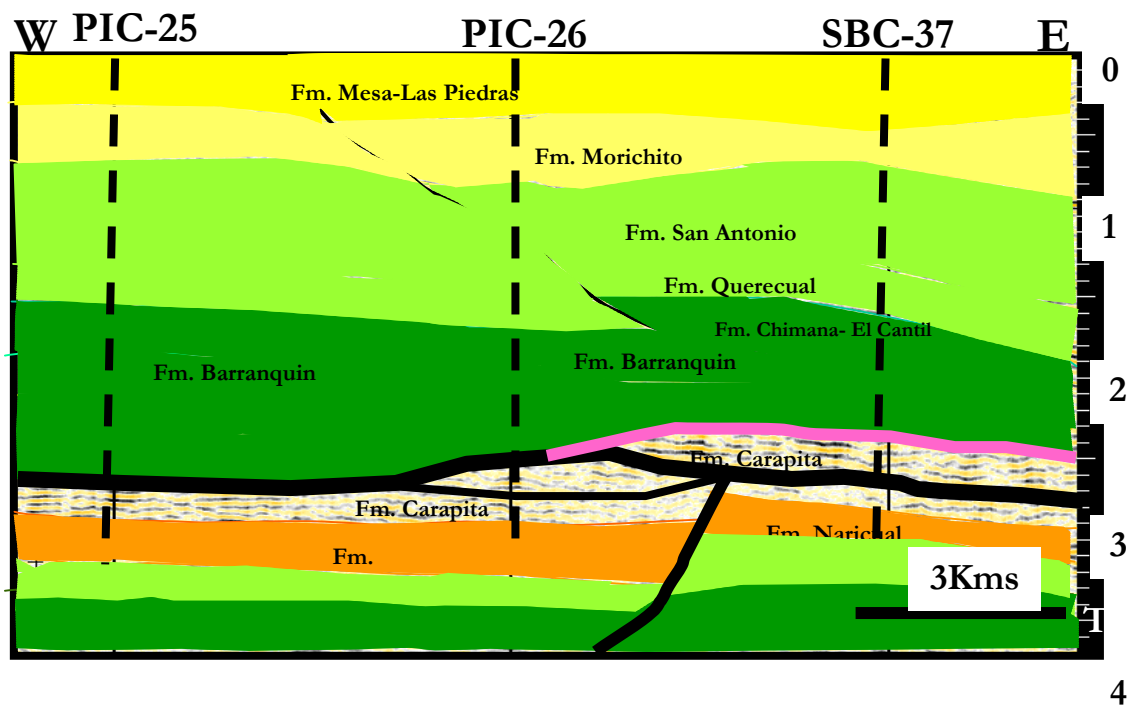


Figura 5.17. – Sección sísmica oeste – este. Cortesía de Giraldo (comunicación personal).

En la figura 5.16 se muestra una línea sísmica norte – sur, mostrando relaciones estratigráficas con respecto al corrimiento de Pirital. En la figura 5.18, se muestra una relación esquemática del campo Pirital con respecto a las formaciones involucradas, las edades geológicas de las mismas y los rasgos estructurales.

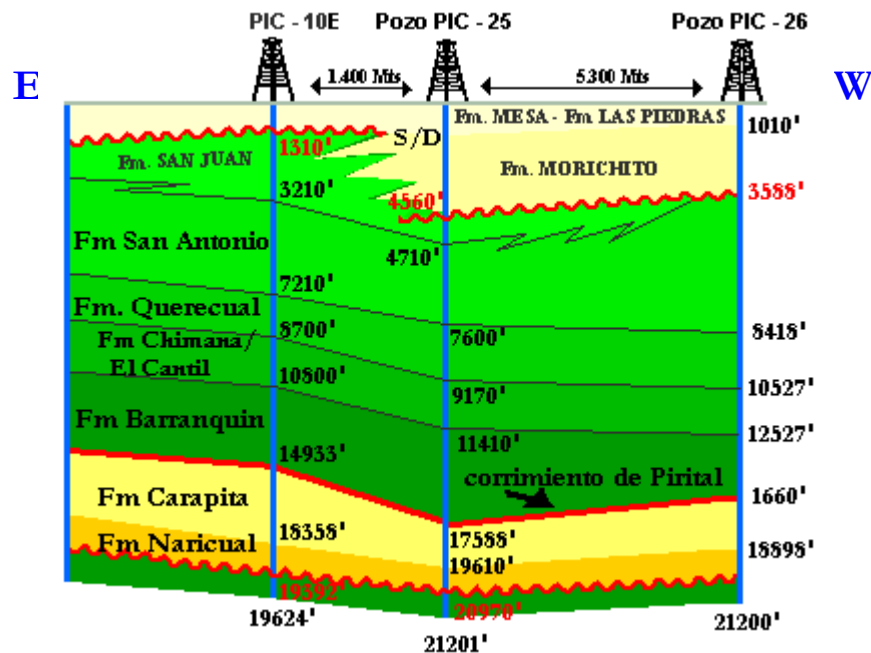


Figura 5.18. – Relación esquemática de formaciones y rasgos estructurales en el Campo Pirital. Tomado y Modificado de la prognosis de la localización Macal B. Cortesía de Escandón (comunicación personal).

A continuación se presenta una breve descripción de cada una de las formaciones involucradas:

5.2.2.1. – Formación Barranquin: Consiste de una alternancia de paquetes de arenisca, rojizo – blanquecino, en ocasiones grises a marrón de grano gruesa a fino, mayormente cuarcíticas y glauconíticas intercaladas con limolitas varicoloreadas con delgadas láminas de carbón y capas de lutitas carbonáceas con restos de plantas.

El contacto superior es concordante con la formación El Cantil, mientras que el contacto inferior no se conoce ni en subsuelo ni en afloramiento, sin embargo en el pozo PIC-25 (16520 – 17530) hacia la base de la formación se reporta un intervalo oxidado



cuya litología está constituida por areniscas de color marrón rojizo, de grano fino a medio algunas veces de grano gruesa a conglomerática, intercaladas con limolitas de color verde claro oxidadas y lutitas arcillosas duras de color marrón rojizo, además se observó en menor porcentaje arcillas oxidadas con laminaciones de calcita y trazas de calizas tipo “Mudstone” también oxidadas.

Este intervalo se considera de la formación Barranquin, sin embargo, se han identificado palinomorfos cuyo rango estratigráfico es Triásico – Cretáceo y litológicamente es comparable con la formación Ipire, por lo cual no se descarta la posibilidad de que este intervalo pueda ser más antiguo que el Cretáceo temprano y que pudiera corresponder con la formación Ipire (Jurásico medio – tardío).

La composición y disposición vertical de las facies indican que esta formación fue depositada en ambientes variables desde marino costero a paludales en complejos deltáicos hacia la plataforma.

5.2.2.2. – Formación El Cantil: Durante el período Aptiense – Albiense los procesos de subsidencia de la plataforma y subida del nivel del mar se mantienen dando lugar a la sedimentación en el área de estudio de la formación El Cantil constituida por intercalaciones de Calizas macizas, lutitas y areniscas con frecuentes variaciones laterales.

Esta unidad es muy variable lateralmente. Las calizas fosilíferas macizas, frecuentemente con aspecto arrecifal, son típicas y localmente constituyen el mayor volumen. Están separadas entre sí por cantidades apreciables de areniscas masivas de grano fino a muy

fino, color gris y calcáreas, lutitas gris oscuro, calcáreas y arenosas y calizas delgadas y conchíferas finalmente estratificadas.

El conocimiento regional y los datos obtenidos de los pozos permiten establecer un ambiente deposicional asociado a una plataforma somera, donde las condiciones del agua se encontraban relativamente restringidas por barreras.

5.2.2.3. – Formación Querecual: La formación Querecual de edad Cenomaniense – Santiense, marca el máximo alcance de la transgresión sobre la plataforma en dirección sur sobre el Escudo de Guayana.

Esta formación ha sido penetrada en varios campos cercanos a Pirital, obteniendo un valor variable entre 1200' y 2000' de espesor. La misma está compuesta por una alternancia monótona de lutitas negras, lutitas calcáreas y carbonosas, calizas lodosas, areniscas de grano muy fino calcáreas e intercalaciones de calizas fosilíferas y lutitas ricas en materia orgánica.

El alto contenido de materia orgánica sugiere un ambiente de deposición en condiciones euxínicas marino profundo, donde el aporte de sedimentos fue extremadamente lento y confinado.

5.2.2.4. – Formación San Antonio: La sección formada por los pisos Santiense y Campaniense está representada por esta formación, la cual está compuesta por paquetes de calizas, chert, areniscas limolíticas y glauconíticas intercaladas con lutitas negras.

Esta formación fue identificada como depósitos de ambiente transicional entre el ambiente euxínico y el ambiente oxigenado de talud medio, donde las corrientes

periódicas son capaces de transportar clásticos y oxígeno a las aguas estancadas del fondo, además de una sedimentación lenta.

5.2.2.5. – Formación San Juan: La formación San Juan de edad Maestrichtiense consta en su parte inferior de una alternancia de areniscas masivas bien escogidas intercaladas con ocasionales láminas de lutitas negras y areniscas dolomíticas. En ocasiones la formación se encuentra ausente debido a diversos episodios erosivos que afectaron el área.

Durante el piso Maestrichtiense se generaliza la regresión iniciada en el Campaniense, la cual dio lugar a la retirada del mar hacia el norte, lo que permitió que la cuenca emergiera y fuese sometida a procesos erosivos, provocando una sedimentación progradante detrítica de sur a norte.

Esta unidad fue depositada en ambientes presumiblemente de origen fluvial a marino somero, regresivo con ambientes litorales – costeros sobre una plataforma proximal a externa dominada por la acción del viento. El intervalo superior en promedio consiste en un tren retrogradacional definido por múltiples episodios progradantes separados por muchas interrupciones someras.

A finales del Maestrichtiense se inicia una nueva fase transgresiva correspondiente a las facies de la formación Vidoño.

5.2.2.6. – Formación Vidoño: Esta formación está constituida por la intercalación de lutitas oscuras ricas en foraminíferos con delgados intervalos de caliza, areniscas y limolitas calcáreas duras glauconíticas y fosfáticas, las cuales son el reflejo de una gran superficie de inundación. Por encima del sistema clástico de la formación San Juan.

La gran cantidad de lutitas glauconíticas, además del contenido faunal, indica que esta unidad fue depositada sobre una plataforma externa a batial con una sedimentación lenta en un ambiente reductor.

5.2.2.7. – Formación Caratas: De edad Eoceno medio tardío, esta unidad está conformada por calizas grises a gris verdoso, masivas, recrystalizadas y glauconíticas, con ocasionales intercalaciones de lutitas y areniscas que aumenta hacia el sur donde la sección se compone de areniscas masivas.

En general esta formación se depositó en un ambiente marino costero que varía entre una sedimentación fluvial hasta una sedimentación marina de poca profundidad.

5.2.2.8. – Formación Naricual: Esta formación de edad Oligoceno tardío está representada por una secuencia alternante de areniscas cuarzosas intercaladas con lutitas, lutitas carbonosas y lignitos.

La formación Naricual en general se caracteriza en parte por presentar patrones de reflexión sísmica discontinua, lo que sugiere una estratigrafía heterogénea. Los ambientes de sedimentación son de aguas someras y varían entre continental y transicional, haciéndose un poco más marinos (plataforma interna a media) hacia el tope de esta unidad. Los tipos litológicos más comunes en esta formación están asociados a areniscas de canal y estuarios, lutitas y carbones lagunares y de plano deltáico y lutitas de frente deltáico.

Es importante señalar que esta unidad representa uno de los yacimientos de hidrocarburos más importantes de edad terciaria reconocidos en los campos del norte de

Monagas y es la responsable de la mayor parte del petróleo que se produce en la Cuenca Oriental de Venezuela.

5.2.2.9. – Formación Carapita: Al final del Oligoceno se produce la colisión entre la placa del Caribe y la placa Suramericana, lo que permite el desarrollo de una cuenca antepaís (“foreland basin”) con aporte de sedimentos de norte a sur, de oeste a este y de sur a norte, generándose diferentes ambientes de depositación.

La formación Carapita de edad Mioceno temprano – Mioceno medio consta casi exclusivamente de lutitas grises oscuro a negro, macizas, en general calcáreas y con un alto contenido de foraminíferos. Localmente puede ser pirítica o glauconítica, intercaladas con escasas y delgadas capas de areniscas.

El ambiente de depositación de esta formación varía de plataforma media a batial, y constituye uno de los sellos regionales más importantes de la secuencia Cretácea - Terciaria y a su vez puede ser contenedora de yacimientos lenticulares y turbidíticos de particular importancia como el Mienbro Chapapotal.

El contacto inferior de la formación Carapita es concordante y transicional, sobre la formación Naricual, e infrayace con fuerte discordancia a la formación Morichito.

5.2.2.10. – Formación Morichito: La formación Morichito de edad Mioceno medio - Mioceno tardío, está representada por una serie de depósitos originados por conos aluviales procedentes de la serranía del interior constituidos por peñones, peñas y gravas intercaladas con arenas y limolitas, en una matriz arcillosa de color pardo, ocasionalmente carbonosa a lignítica.

Localmente, la matriz puede ser limolítica o arenosa, de grano fino. Los componentes gruesos están formados por fragmentos variados de caliza, lutitas y areniscas de las formaciones del Cretáceo y Eoceno.

Cabe destacar que durante ese intervalo del período de tiempo geológico, el empuje de la placa Caribe acentúa los corrimientos hacia el sur, originando el emplazamiento de unidades parautoctonas. Estos corrimientos deformaron y levantaron las rocas cretáceas, dando inicio a intensos procesos erosivos que conjuntamente con la carga litoestática generó la flexura y el espacio disponible para el relleno de la misma con sedimentos continentales en la parte proximal, mientras que en la parte distal se rellenaba con sedimentos característicos de una plataforma interna. La Formación Morichito yace discordante sobre la formación Carapita o unidades Cretáceas y se encuentra cubierta, también discordantemente, por la formación Las Piedras.

5.2.2.11. – Formación Las Piedras: Esta formación consiste de un intervalo clástico de areniscas gris verdoso a abigarradas y limolitas lodosas, asociadas con algunas capas de lignitos. Estas acumulaciones fueron depositadas en ambientes de plano aluvial y un plano deltáico.

5.2.2.12. – Formación Mesa: La formación Mesa esta compuesta por una secuencia de intercalaciones arenisca —lutita e intervalos ligníticos, las areniscas suelen ser rojizas y se observan costras ferruginosas y efectos de bioturbaciones. Hacia el tope la unidad se hace grano creciente llegando a desarrollar areniscas microconglomeráticas o conglomeráticas intercaladas con areniscas de grano fino, limolitas y lutitas abigarradas y poco consolidadas.

## **CAPÍTULO VI: PLAN DE IMPLEMENTACIÓN**

Como se explicó anteriormente, el plan de implementación correspondiente a la determinación de espesores de secciones erosionadas por medio de registros de pozo se llevó a cabo en la Cuenca Oriental de Venezuela, específicamente en el pozo PIC-25 del campo Pirital y el pozo SBC-37E del campo Santa Bárbara, operados por PDVSA, EPM.

La determinación de discordancias y estimación de espesores erosionados se llevó a cabo en cada uno de los pozos seleccionados del campo Pirital y Santa Bárbara. A continuación se realizó una correlación entre ellos para obtener información aproximada del efecto y actuación de la erosión a un nivel local.

### **6.1. – Metodología:**

La metodología empleada para la determinación de discontinuidades y estimación de secciones erosionadas fue la siguiente:

✓ Se grafican los valores del registro sísmico a escala 1:10000 con toda la información litológica sin hacer discriminaciones de la misma, para determinar las discontinuidades y las profundidades aproximadas a las que las mismas se encuentran. Las discontinuidades están marcadas por un cambio en la respuesta del registro sísmico. Cabe destacar que a menor escala, los cambios que presente el sísmico son más notables, por esa razón en este trabajo los registros sísmicos fueron graficados con ayuda del programa Excel de Microsoft a diferentes escalas.

✓ Para obtener las posibles discontinuidades presentes en la columna sedimentaria del pozo, se generó una curva promedio del registro sísmico de cada uno de los pozos utilizados. Para obtener esta curva promedio se tomó en cuenta el valor promedio del tiempo de tránsito cada 50 pies de profundidad.

✓ Seguidamente se determinan las tendencias de compactación tanto para la secuencia post - discontinuidad y pre – discontinuidad. Esta tendencia se determina usando la ecuación de Heasler y Kharitonova (1996):

$$\Delta t = \Delta t_0 e^{(-bZ)} + C \quad (6.1)$$

$\Delta t$  : Tiempo de Tránsito

$\Delta t_0$  : Valor del tiempo de tránsito en superficie

$Z$  : Profundidad

$b$  : Constante de decaimiento exponencial

$C$  : Constante de la velocidad de la matriz

✓ Una vez han sido determinadas las tendencias, las mismas son relacionadas por medio de la extrapolación de la tendencia pre – discontinuidad hasta el valor del tiempo de tránsito inicial de la tendencia de compactación de la sección post – discontinuidad. En otras palabras, la tendencia de compactación de la sección pre – discontinuidad es



extrapolada hasta el valor que la tendencia de compactación de la sección post – discontinuidad tenga a nivel de la erosión, es decir, el valor inicial de la misma.

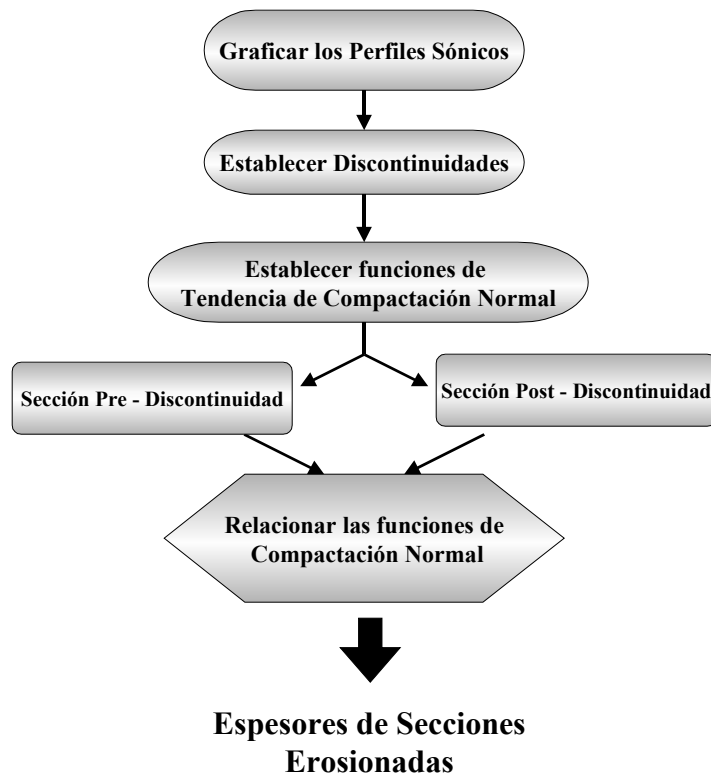


Figura 6.1. – Diagrama de la metodología empleada para la determinación de espesores de secciones erosionadas.

✓ También se determinó la cantidad de erosión que hay en superficie por medio del método de Heasler y Kharitonova (1996). El método consiste en extrapolar la tendencia de compactación hasta el valor de  $180 \mu\text{seg/pie}$ . Los autores del método toman ese valor porque ellos toman en cuenta todas las litologías y no sólo lutitas.

✓ Una vez obtenidas las posibles discontinuidades y espesores de roca sedimentaria removida por erosión en cada una de ellas, las mismas deben estar validadas con data sedimentológica, sísmica y/o bioestratigráfica para corroborar que las mismas estén relacionadas realmente con falta de material sedimentaria y no que sean fallas o cambios bruscos de litología.

## **6.2. – PIC-25:**

### ***6.2.1. – Determinación de Discontinuidades:***

Como se explicó anteriormente, para la determinación de discontinuidades por medio del registro sísmico, el mismo fue graficado por medio del programa Excel de Microsoft una escala aproximada de 1:32000. En las figura 6.2 y 6.3 se pueden observar el registro sísmico del pozo PIC-25 y el registro promedio del mismo, respectivamente.

Como se puede observar en la figura 6.3, el primer quiebre significativo que se encuentra en el registro sísmico está a una profundidad de 4500', lo que sugiere la presencia de una discontinuidad importante. Así mismo se observan otro quiebre importante a 9200' y unos menos importante a 15450'.

Aproximadamente a unos 17580' se observa un quiebre significativo del registro sísmico, pero este se diferencia de los anteriores, en que por debajo del mismo el perfil se desvía considerablemente hacia la derecha, lo que indica que toma valores mayores de tiempo de tránsito. Esto se traduce en una zona sobrepresionada o subcompactada, las cuales retienen mayores cantidades de fluidos, lo que se traduce en porosidades muy altas y a su vez tiempos de tránsito altos.

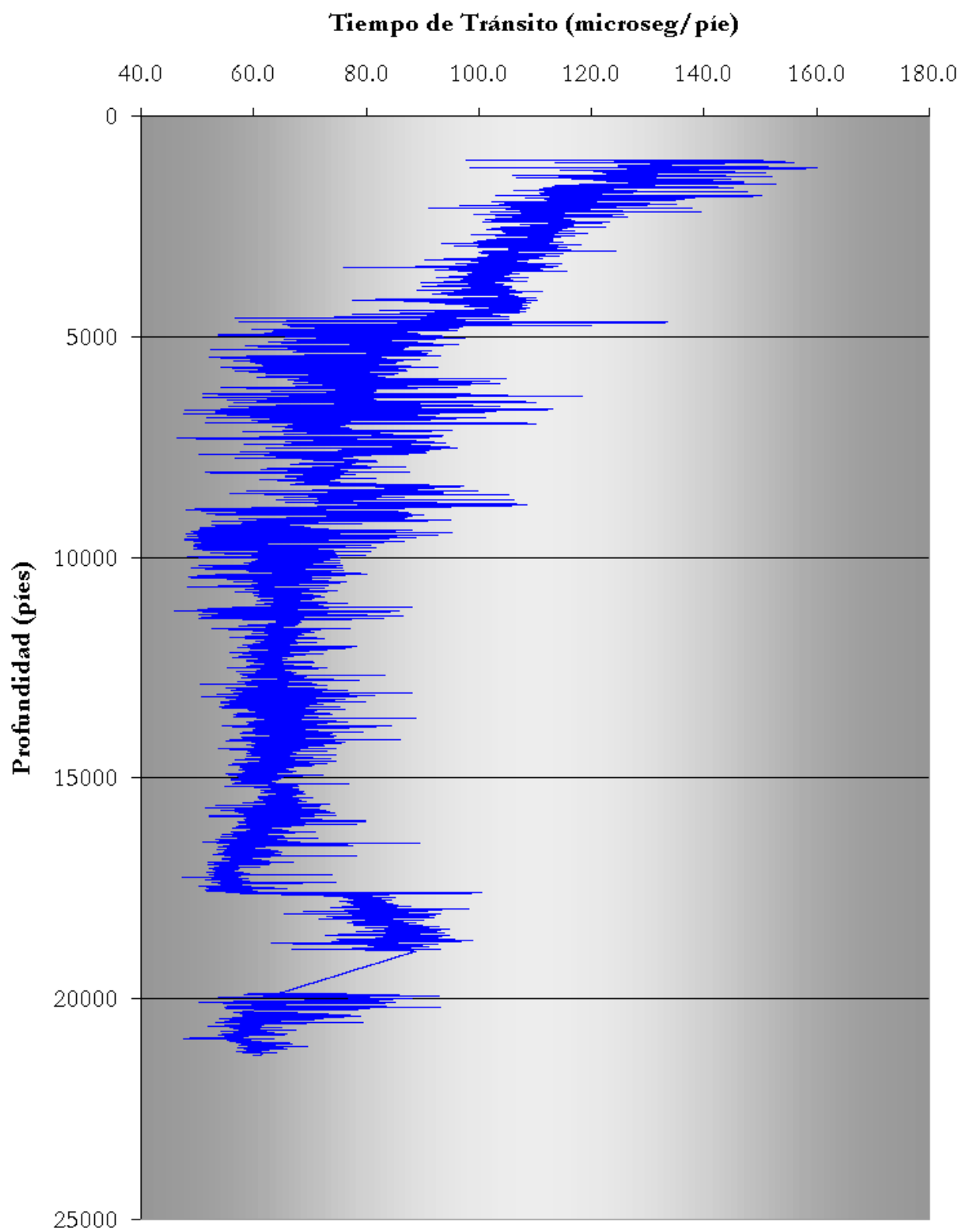


Figura 6.2. – Perfil Sónico del Pozo PIC-25.

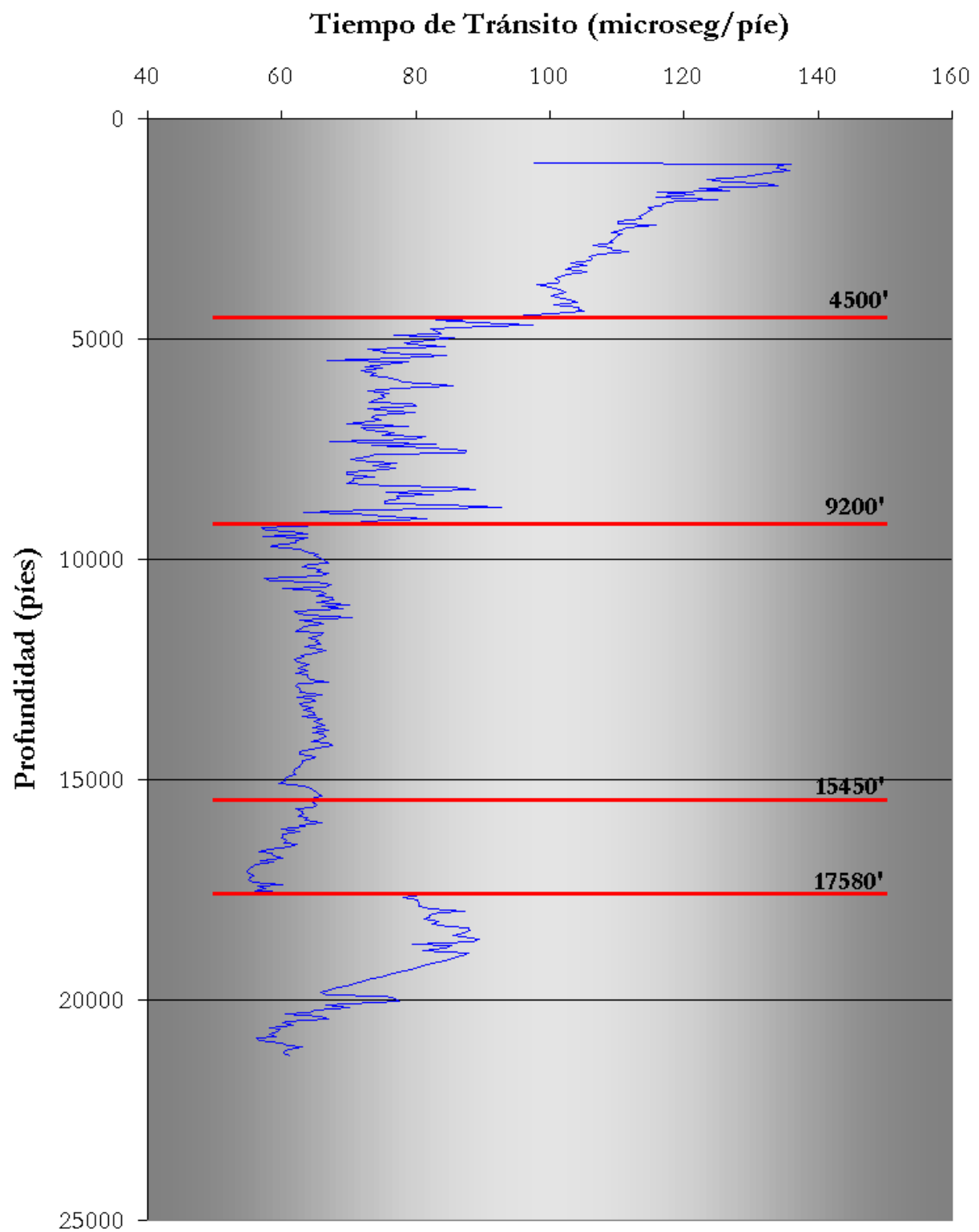


Figura 6.3. – Registro sónico promedio del pozo PIC-25 mostrando las posibles discontinuidades a 4500', 9200', 15450' y 17580'.

### ***6.2.2. – Determinación de Tendencia de Compactación:***

Para facilitar la búsqueda de la función de la tendencia de compactación en el pozo, su columna sedimentaria se dividió en unidades tomando como límites las discontinuidades propuestas anteriormente. De esa forma las unidades serán:

- ✓ *Unidad A:* Comprende desde la superficie hasta la primera discontinuidad en 4500’.
- ✓ *Unidad B:* Desde 4500’ hasta 9200’.
- ✓ *Unidad C:* desde 9200’ hasta 15450’
- ✓ *Unidad D:* Desde 15450’ hasta los 17580’
- ✓ *Unidad E:* Esta última unidad comprende desde los 17580’ hasta los últimos datos del pozo aproximadamente a unos 21300’

Para la obtención de las tendencias de compactación de cada una de las unidades se utilizaron los datos completos del registro sísmico, debido a que se observa mejor de esa forma que usando los datos promedio únicamente.

6.2.2.1. – Tendencia de Compactación de la Unidad A: Para obtener la función de tendencia de compactación de la sección, se utilizó la fórmula de Heasler y Kharitonova (1996), que como se dijo anteriormente es la función exponencial que mejor se adapta a la compactación actualmente. La ecuación obtenida fue:

$$\Delta t = 90e^{0.00018Z} + 54 \quad (6.2)$$

En la figura 6.4 y 6.5 se observan las gráficas tomadas del programa Excel con todos

los datos del registro sónico desde 1000' hasta 4500', o el nivel de la discordancia. En esa misma gráfica se presenta la curva correspondiente de la ecuación obtenida de la tendencia de compactación.

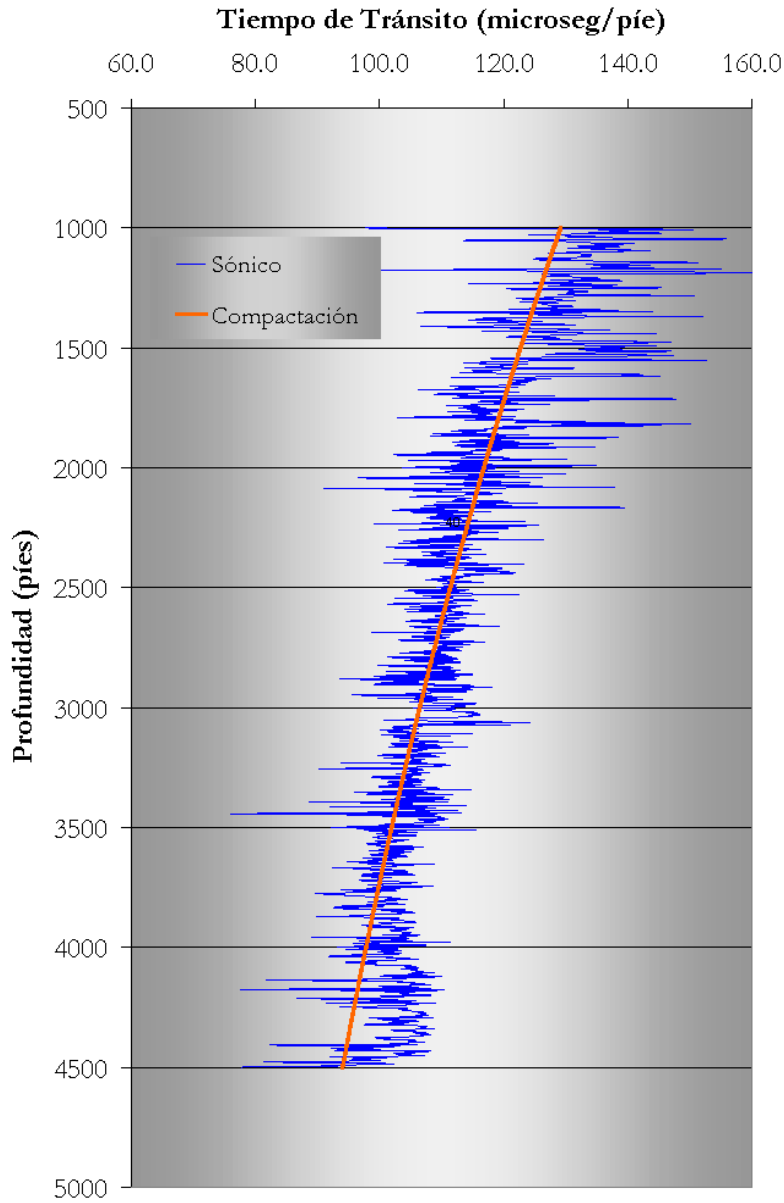


Figura 6.4. – Perfil sónico del pozo PIC-25 en la unidad A (1000' – 4500') junto con su curva de tendencia de compactación. Tiempo de Tránsito en escala lineal.

Por debajo de los 4000' se observa una desviación considerable del registro sónico con respecto a la curva de tendencia de compactación. Esta desviación a la derecha inicialmente puede suponer una zona sobrepresionada, teoría que se cae a profundidades tan someras.

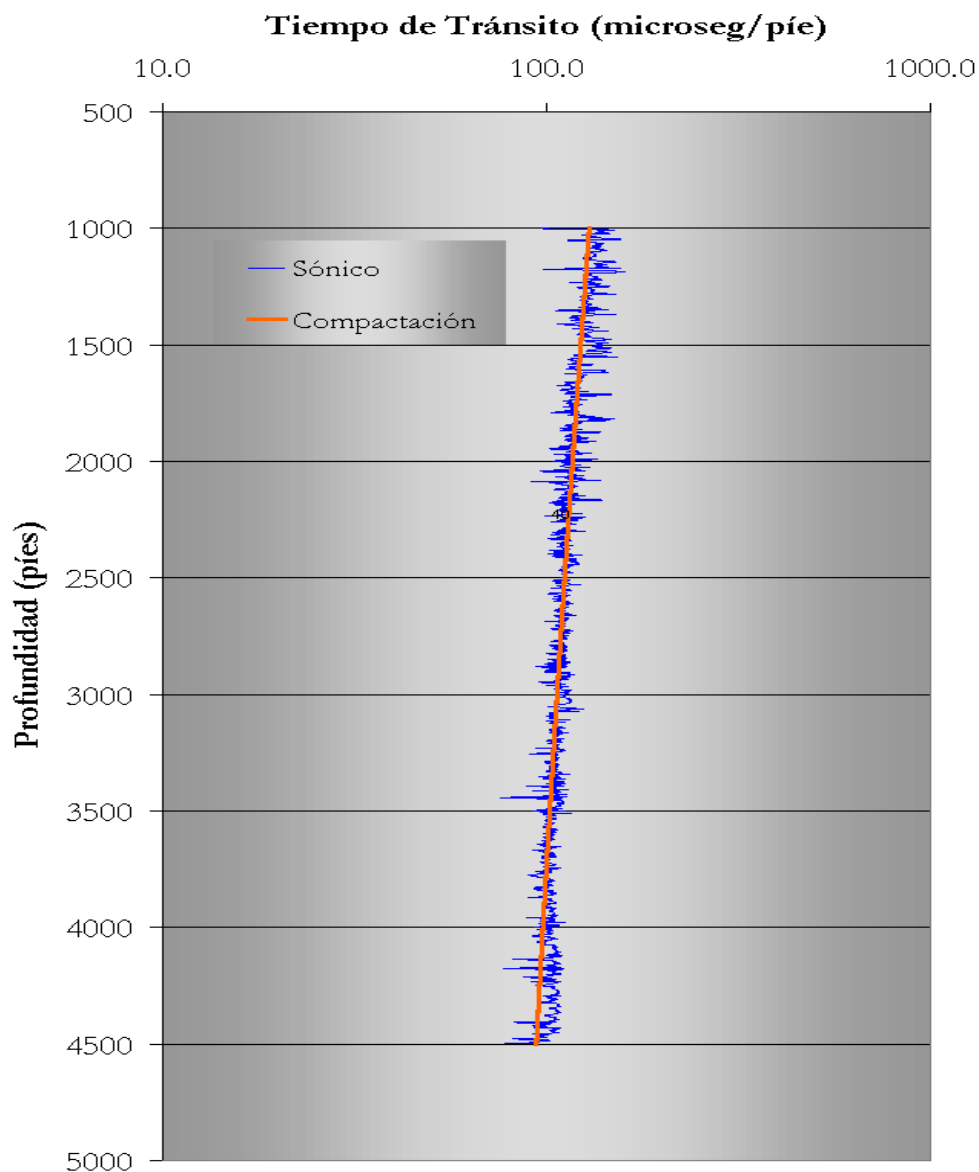


Figura 6.5. – Perfil Sónico del pozo PIC-25 en la unidad A (1000' – 4500') junto con su curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala logarítmica.

Si se observa la litología predominante en esta zona es de conglomerados correspondientes a la formación Morichito, lo que produce porosidades altas y en consecuencia tiempos de tránsito altos.

Así mismo se observa también una pequeña desviación del registro sínico con respecto a la curva de tendencia de compactación hallada, por encima de los 2000'. Esto puede ser debido a que los valores del registro sínico en superficie son poco confiables debido a las condiciones ambientales y a la baja compactación.

La figura 6.5 muestra la misma curva de tendencia de compactación sobre una escala logarítmica, puesta que dicha curva es una función exponencial y sobre esa escala se observa mejor.

6.2.2.2. – Tendencia de Compactación de la Unidad B: Para esta unidad la ecuación toma nuevos parámetros. Es así como la ecuación de la tendencia de compactación queda definida como:

$$\Delta t = 140e^{-0.0005Z} + 68 \quad (6.3)$$

En las figuras 6.6 y 6.7 se puede observar el registro sínico correspondiente al intervalo de la unidad B, es decir desde 4500' hasta 9200', junto con la curva de tendencia de compactación hallada para dicha unidad.



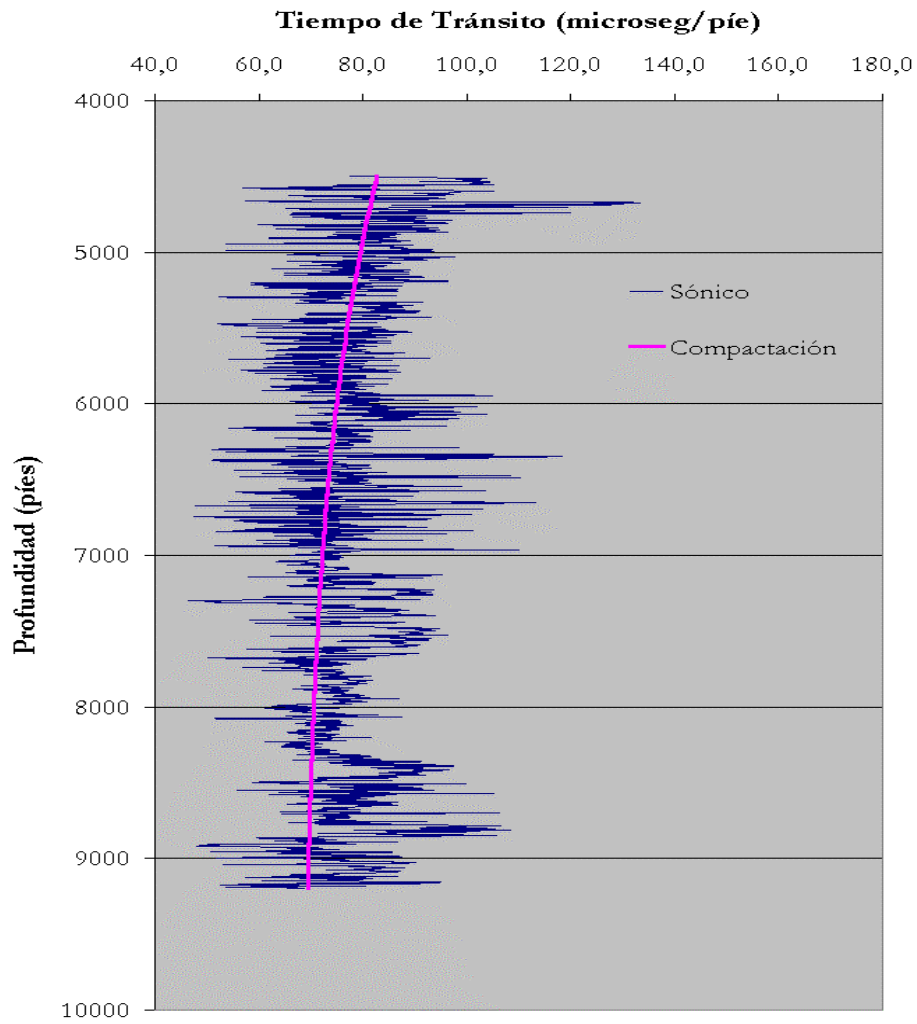


Figura 6.6. – Perfil sónico del pozo PIC-25 en la unidad B (4501' – 9200') junto con la tendencia de compactación. Tiempo de Tránsito en escala lineal.

6.2.2.3. – Tendencia de Compactación de la Unidad C: Al igual que para las dos unidades anteriores, la función de tendencia de compactación se determinó por medio de la ecuación de Heasler y Kharitonova (1996). Para la unidad C la ecuación de la tendencia de compactación queda de la siguiente forma:

$$\Delta t = 145e^{-0.00046Z} + 64 \quad (6.4)$$

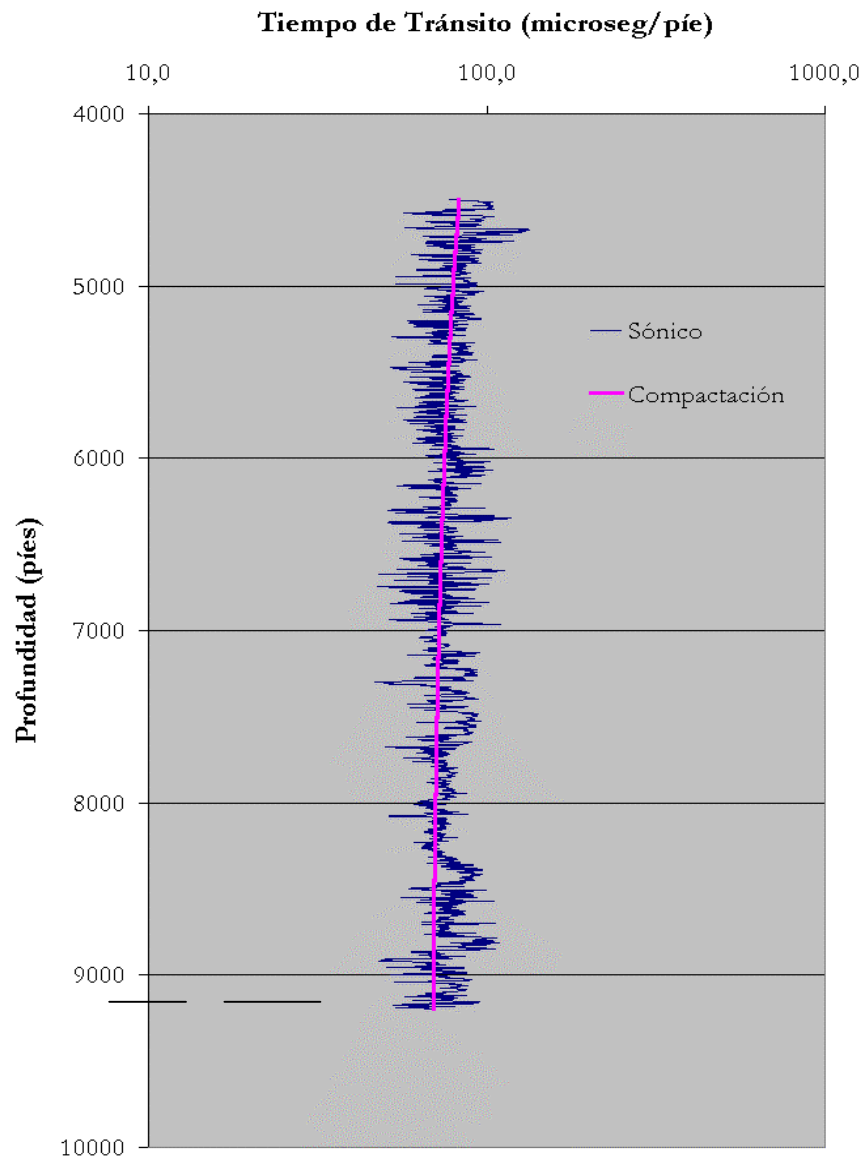


Figura 6.7. – Perfil Sónico del pozo PIC-25 en la unidad B (4500' – 9200') junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de Tránsito en escala logarítmica.

En las figuras 6.8 y 6.9 se observa el perfil sónico de la unidad C junto con la curva de tendencia de compactación hallada.

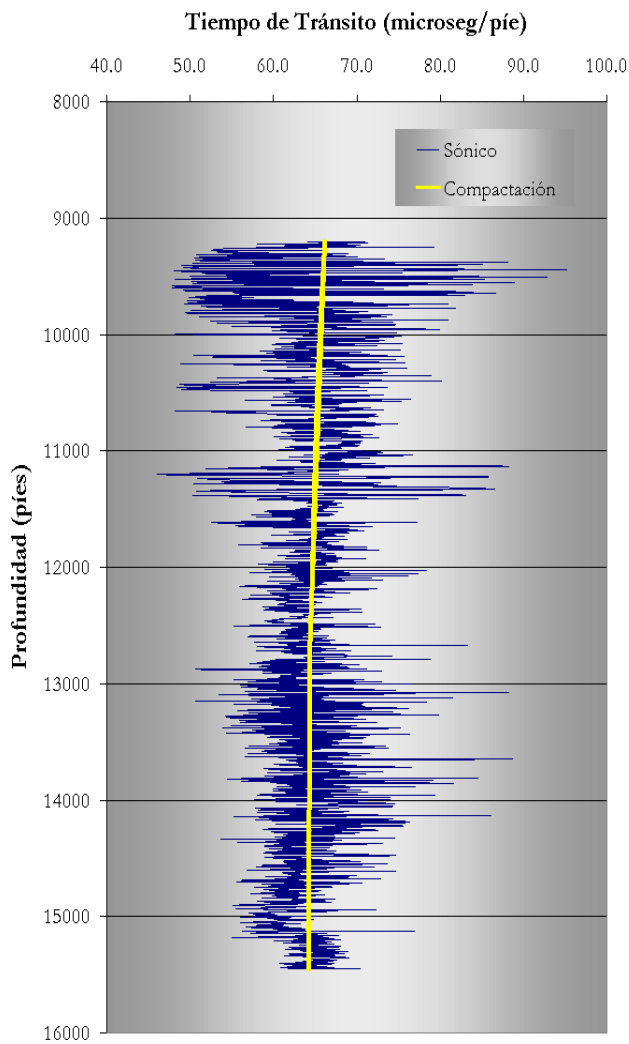
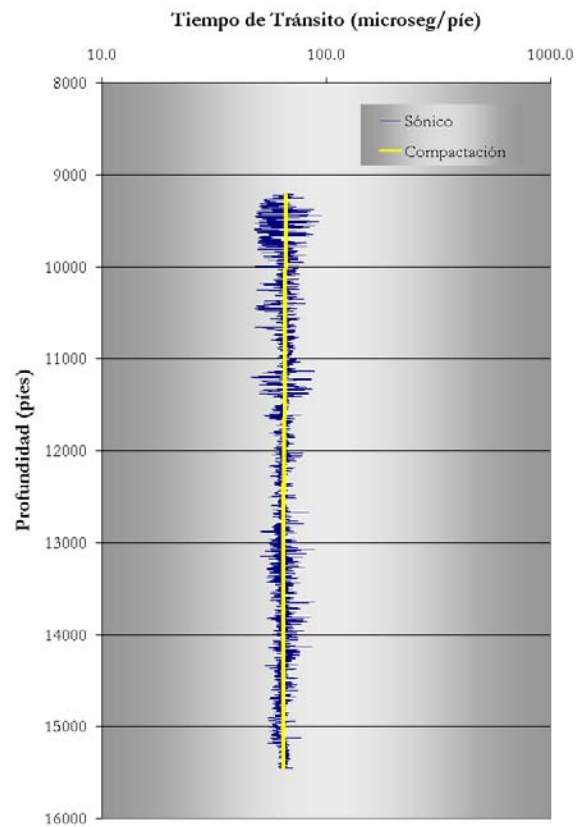


Figura 6.8. – Perfil sónico del pozo PIC-25 en la unidad C (9200' – 15450') junto con la curva de compactación. Tiempo de tránsito en escala lineal.

Figura 6.9. – Perfil sónico del pozo PIC-25 en la unidad C (9200' – 15459') junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala logarítmica.



Cabe destacar que las tendencias de compactación son necesaria debido a que por medio de ellas se van a calcular los espesores de roca sedimentaria removidos por medio de la erosión. Basados en este hecho, las tendencias de compactación de las unidades D y E no fueron calculados, puesto que no se pudo determinar espesores erosionados en estas discontinuidades.

En la unidad D no se pudo determinar, debido a que el valor inicial del tiempo de tránsito de su tendencia de compactación es igual o un poco mayor que el valor de la tendencia de compactación de la unidad C. Por lo tanto que quiebre transicional que presenta el registro sísmico en esta unidad está asociado a cambios litológicos, los cuales serán explicados más adelante.

En la unidad E, el espesor de roca sedimentaria removida no se pudo determinar debido a que es una zona sobrepresurizada y por tal los tiempos de tránsito son mucho mayores que los tiempos de tránsito anteriores.

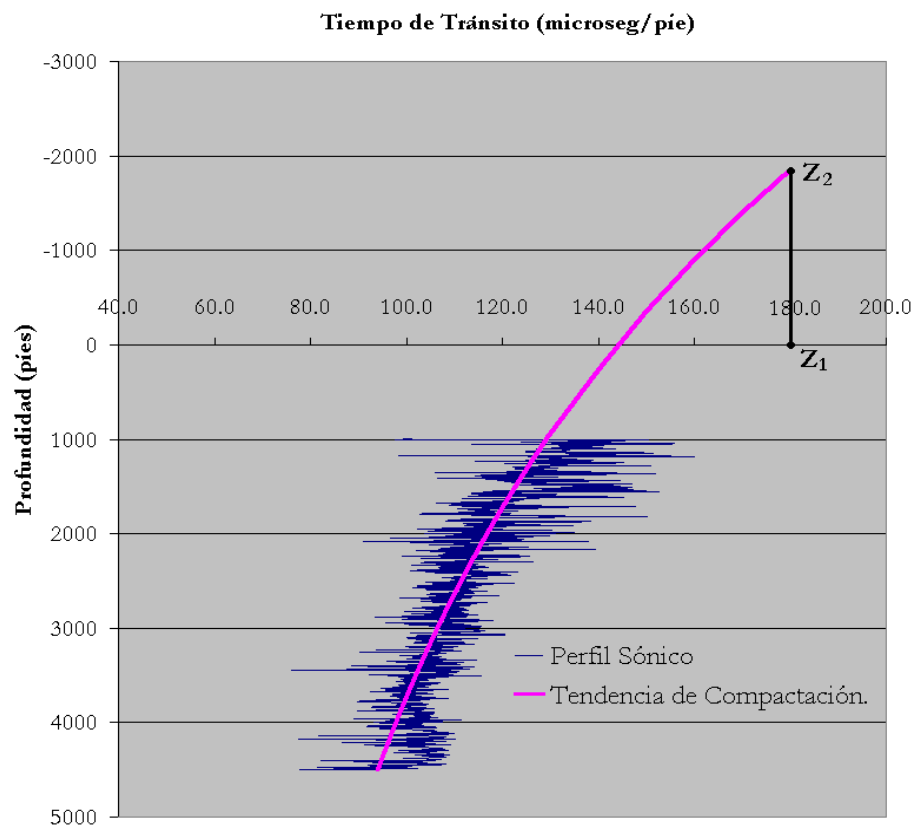
En resumen:

| Unidad | Tendencia de Compactación          |
|--------|------------------------------------|
| A      | $\Delta t = 90e^{-0.00018Z} + 54$  |
| B      | $\Delta t = 140e^{-0.0005Z} + 68$  |
| C      | $\Delta t = 145e^{-0.00046Z} + 64$ |

Tabla 6.1. – Tendencias de compactación de la unidades del pozo PIC-25

### 6.2.3. – *Determinación de Espesores de Secciones Erosionadas:*

6.2.3.1. – Determinación del Espesor Erosionado en Superficie: Como ya ha sido mencionado, para determinar la cantidad de erosión que ha podido ocurrir en superficie se extrapoló la tendencia de compactación hallada para la sección post – discordancia hasta un valor de 180  $\mu\text{seg/pé}$ . El cual es el valor utilizado por Heasler y Kharitonova (1996) en su trabajo, donde se toman en cuenta todas las litologías presentes en la



sección.

Figura 6.10. – Perfil sónico del pozo PIC-25 (1000' – 4500') junto con la curva de tendencia de compactación extrapolada hasta el valor de 180  $\mu\text{seg/pé}$ .

En la figura 6.10 se muestra el perfil sónico del pozo PIC-25 en el intervalo comprendido entre 1000' y 4500', junto con la curva de tendencia de compactación extrapolada hasta el valor de 180  $\mu\text{seg}/\text{píe}$ . La estimación de la erosión que ha podido ocurrir en superficie se determina de la siguiente manera:

$$\text{Espesor Erosionado} = Z_1 - Z_2$$

$$\text{Espesor Erosionado} = 0 - (-1866') = 1866'$$

6.2.3.2. – Determinación del Espesor Erosionado a 4500': Una vez calculado el espesor en superficie se precedió a calcularlo en la primera discontinuidad.

Para hacer la determinación del espesor erosionado en esta discontinuidad se extrapoló la tendencia de compactación de la sección pre – discontinuidad (unidad B) hasta el valor de 94  $\mu\text{seg}/\text{píe}$ , el cual es el valor inicial de la curva de tendencia de compactación de la sección post – discontinuidad (unidad A) a nivel de la discontinuidad estratigráfica

Una vez extrapolado, el espesor erosionado se puede determinar como sigue:

$$\text{Espesor Erosionado} = Z_1 - Z_2$$

$$\text{Espesor Erosionado} = 4500' - 3367' = 1133'$$

6.2.3.3. – Determinación del Espesor Erosionado a 9200': Para determinar el espesor aproximado de sección que ha sido erosionada en esta discontinuidad, se va a extrapolar la tendencia de compactación de la sección pre – discontinuidad, es este caso unidad C, al valor de 69,4  $\mu\text{seg}/\text{píe}$ , el cual es el valor inicial de la tendencia de compactación de la sección post – discontinuidad, en este caso unidad B. En la figura 6.12 se muestra el

perfil sónico del pozo PIC-25 en las unidades B y C. Así mismo se muestra la extrapolación hecha hasta el valor 69,4  $\mu\text{seg}/\text{pie}$ .

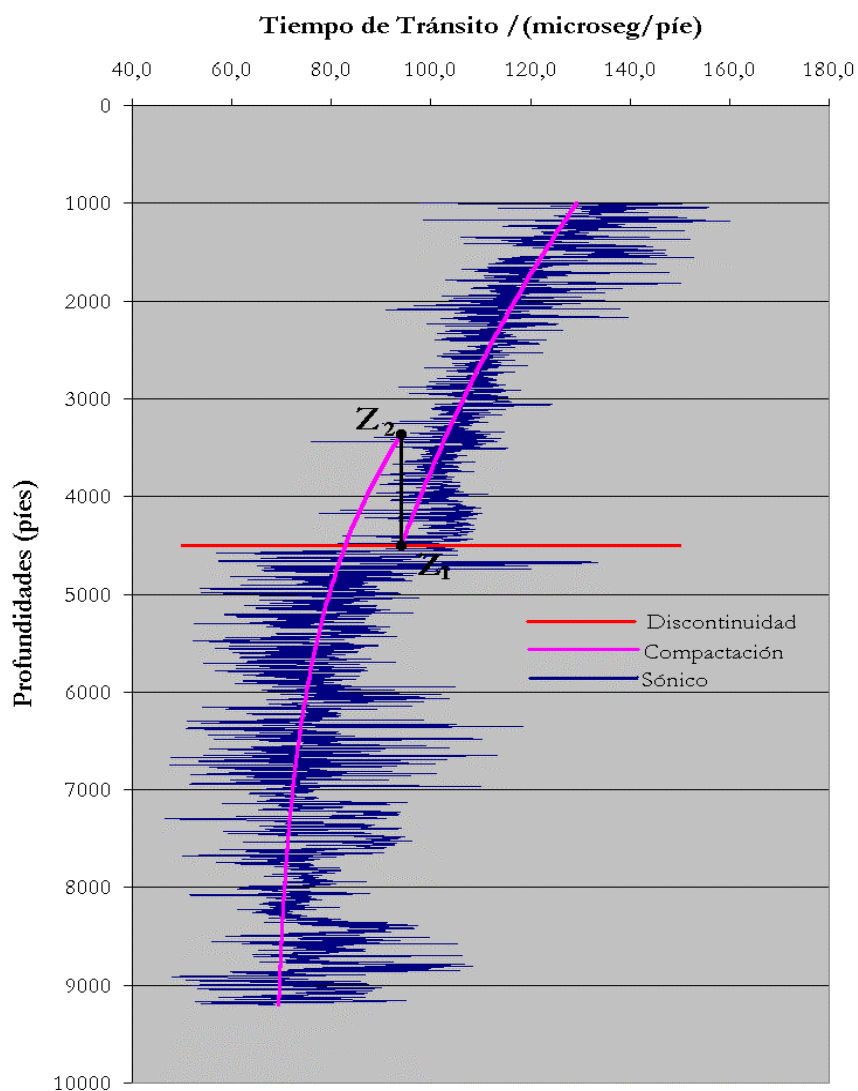


Figura 6.11. – Perfil sónico del pozo PIC-25. Extrapolación de la tendencia de compactación pre – discontinuidad hasta el valor de 94  $\mu\text{seg}/\text{pie}$ .

Una vez obtenida la extrapolación, el espesor erosionado se puede calcular de la siguiente forma:

$$\text{Espesor Erosionado} = Z_1 - Z_2$$

$$\text{Espesor Erosionado} = 9200' - 7155' = 2045'$$

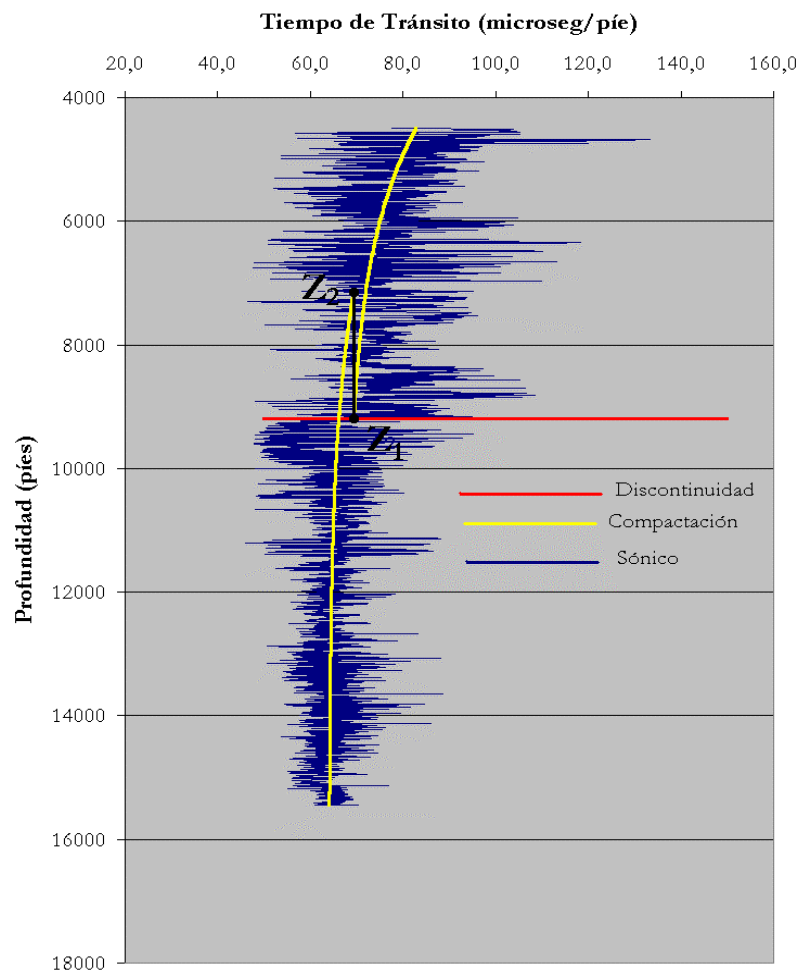


Figura 6.12. - Perfil sónico del pozo PIC-25. Extrapolación de la tendencia de compactación pre – discontinuidad hasta el valor de 69,4  $\mu\text{seg/pie}$ .

#### 6.2.4. – Validación de Discontinuidades:

Como ya ha sido mencionado anteriormente, la validación de cada una de las discontinuidades propuestas se hace aceptando como patrones de calibración interpretaciones realizadas desde otras fuentes como: sísmica, bioestratigrafía y/o



sedimentología. En la figura 6.13 se muestran los datos oficiales del pozo en cuanto a unidades cronológicas, formaciones, profundidad y revestimientos usados en la completación del mismo. Cabe destacar que esos datos generales también son interpretaciones.

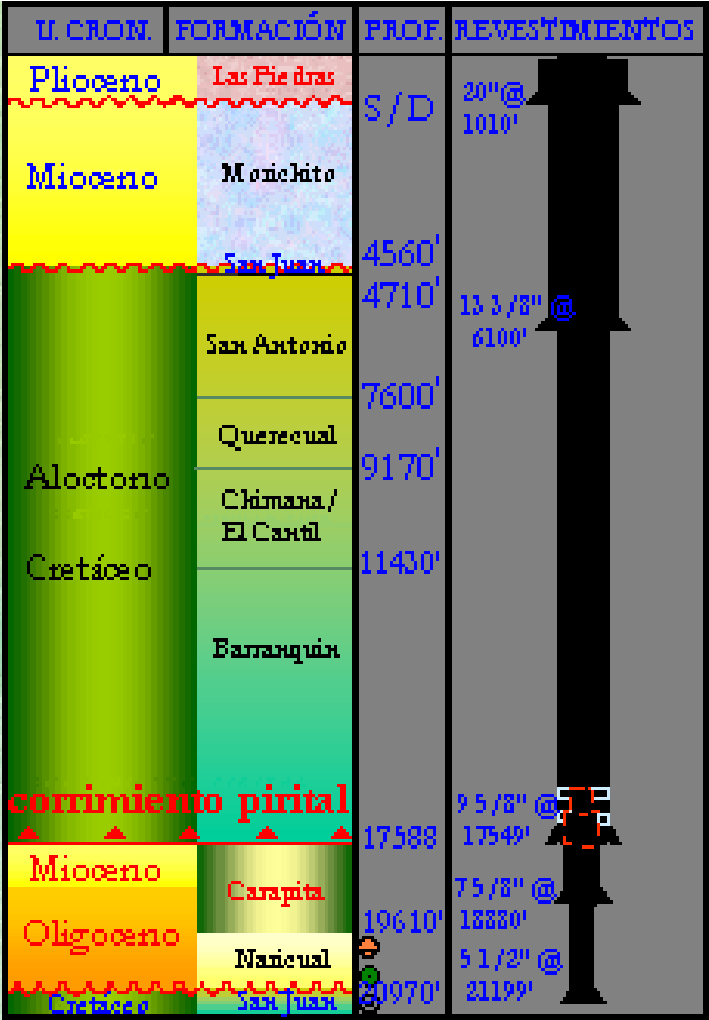


Figura 6.13. – Pozo PIC-25. Datos Generales

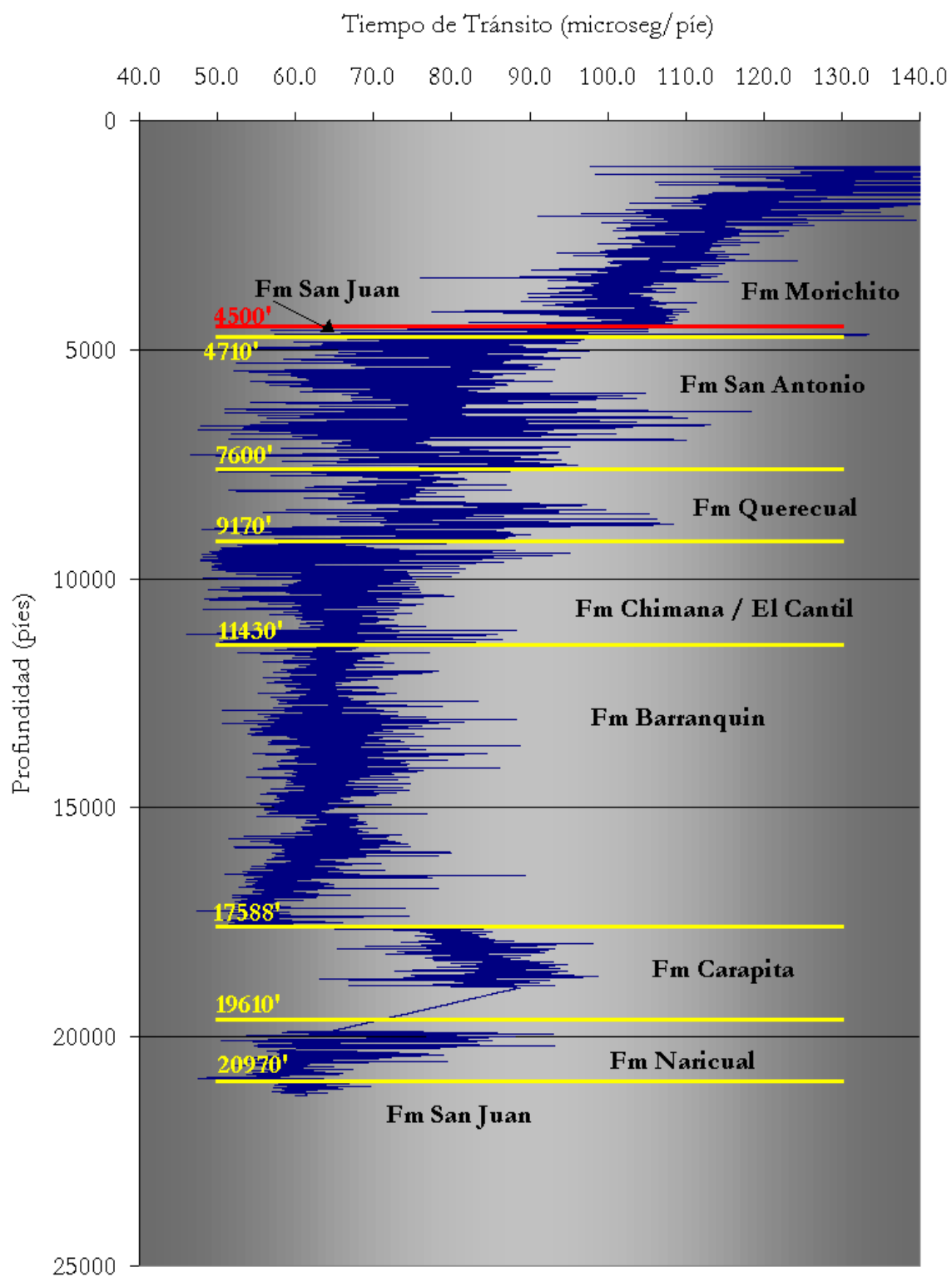


Figura 6.14. – Perfil sónico del pozo PIC-25 mostrando los datos generales del mismo en cuanto a formaciones y contactos.

Según los datos generales del pozo, la primera discontinuidad estratigráfica se encuentra a profundidades someras y no se ha podido definir con exactitud. La misma pone en contacto a la formación Las Piedras de edad Plioceno con la formación Morichito del Mioceno medio. Esta discontinuidad no está registrada por el registro sísmico debido a que posiblemente a profundidades tan someras no se tenga registro, y si se tiene la información no es confiable.

A una profundidad de 20970' también se encuentra otra discontinuidad estratigráfica, la cual pone en contacto la formación Naricual (Oligoceno) con la formación San Juan (Cretáceo). Esta discontinuidad tampoco se observa en el registro sísmico debido a que se la data del registro alcanza, aproximadamente hasta unos 21200', es decir, la data es insuficiente como para determinar tendencias de compactación y si hay zonas sobrepresionadas.

El primer quiebre significativo del perfil sísmico se registró a 4500', según los datos generales del pozo, a 4560' se encuentra una discontinuidad estratigráfica que pone en contacto la formación San Juan del Cretáceo tardío (Maestrichtiense tardío) y la formación Morichito del Mioceno medio, por lo que queda comprobado la existencia de una discontinuidad estratigráfica por una vía diferente a la herramienta petrofísica.

A 4710' se observa el contacto entre las formaciones San Juan y San Antonio. En el pozo PIC-25, la formación San Juan presenta un espesor aproximado de unos 200'.

A 7600' se ponen en contacto la formación San Antonio con la formación Querecual. Aunque no se muestra un quiebre significativo, es notable un aumento en los valores del

tiempos de tránsito (ver figura 6.14). El segundo quiebre importante y que fue propuesto como una discontinuidad no se ve registrado en los datos generales del pozo. Sin embargo a 9170' se ponen en contacto las formaciones Querecual y Chimana.

Como se sabe la formación Querecual es la roca madre por excelencia de la Cuenca Oriental de Venezuela. Según el Código Estratigráfico de Venezuela (2002), la misma consiste de calizas arcillosas con estratificación delgada, laminadas, carbonáceo-bituminosas y lutitas calcáreas, lo que sugiere un alto contenido de material arcillosos, lo que implica tiempos de tránsito altos. Dichos tiempos de tránsito contrastan con la unidad infrayacente (formaciones Chimana/El Cantil) por ser casi exclusivamente de litología calcárea, de calizas arresifales macizas y hacia el tope las areniscas correspondientes, principalmente a la formación Chimana. Así mismo la formación Querecual contrasta con la unidad suprayacente (formación San Antonio) la cual es semejante a la formación Querecual en cuanto a litología, pero presenta calizas macizas y capas muy duras de areniscas que hacen que los tiempos de tránsito sean más bajos en comparación con la formación Querecual.

Entonces se podría concluir que el notable cambio que existe entre los valores del tiempo de tránsito aproximadamente 7600', a es debido exclusivamente a cambios litológicos. Sin embargo a 9200' fue propuesta una discontinuidad a la que fue posible calcular un espesor erosionado de 1967' por lo que se sugiere un estudio bioestratigráfico de alta resolución para determinar si esta discontinuidad existe o sólo es debido a un cambio brusco en la litología.

A 11430' se observa el contacto entre las formaciones Chimana / El Cantil con la formación barranquin de modo transicional.

La tercera discontinuidad propuesta se encuentra a unos 15450' (unidad D) de profundidad. En esta discontinuidad no se pudo calcular espesor erosionado y se propuso que los cambios en los tiempos de tránsito sínico eran debidos a cambios litológicos, es decir aproximadamente a 15450', en el intervalo que comprende la formación Barranquin se observa una gran discrepancia entre la curva de tendencia de compactación y el perfil sínico. El perfil sínico se desvía considerablemente hacia la izquierda, es decir, arroja tiempo de tránsito más bajos. Esta discrepancia se puede asociar con la presencia de areniscas rojas, es decir, con óxido de hierro, presentes aproximadamente a una profundidad de 16000'. Las mismas son reportadas por Giraldo et al.(2000) y ellos afirman que pudieran formar parte de la formación Ipire.

Según los datos generales del pozo PIC-25, a 17588' se encuentra el corrimiento de Pirital, lo que explica el quiebre tan brusco que genera el registro sínico, el cual fue propuesto como una discontinuidad a 17580'. Por debajo de dicho corrimiento se observan las lutitas de la formación Carapita de edad Oligoceno – Mioceno. Según datos de pozo esta formación se encuentra sobrepresionada, lo que corrobora la suposición hecha inicialmente con datos petrofísicos.

En la formación Naricual, los datos del registro sínico son poco confiables debido a que en ese intervalo hay efectos de zonas yacimiento, por lo que no es posible determinar tendencias de compactación y por tal tampoco espesores de secciones erosionadas.

### **6.3. – SBC-37E:**

#### ***6.3.1. – Determinación de Discontinuidades:***

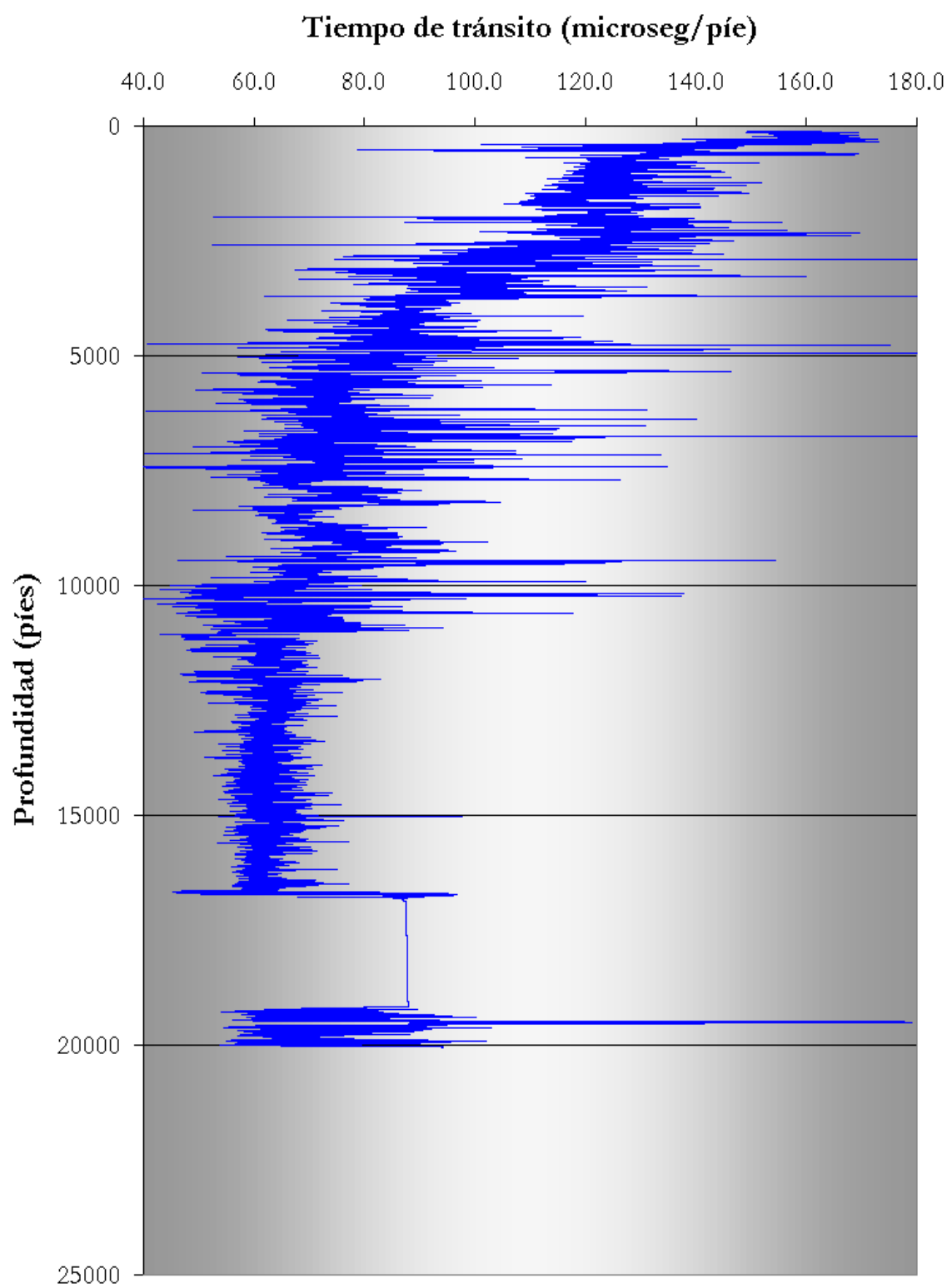
En la figura 6.15 se muestra el registro sínico del pozo SBC-37E. En la figura 6.16 se muestran y el registro sínico promedio del mismo pozo, junto con las discontinuidades estratigráficas propuestas. Ambos registros fueron graficados en el programa Excel de Microsoft a una escala de 1:32000, aproximadamente.

Como se observa en la figura 6.16, el pozo SBC-37E presenta discontinuidades importantes, quizás las más notables se ubican a 3800' y a 16630'. Por debajo de la discontinuidad a 16630' el registro comienza a tomar tiempo de tránsito mayores, lo que sugiere la presencia de las lutitas de la formación Carapita, las cuales se encuentra sobrepresionadas.

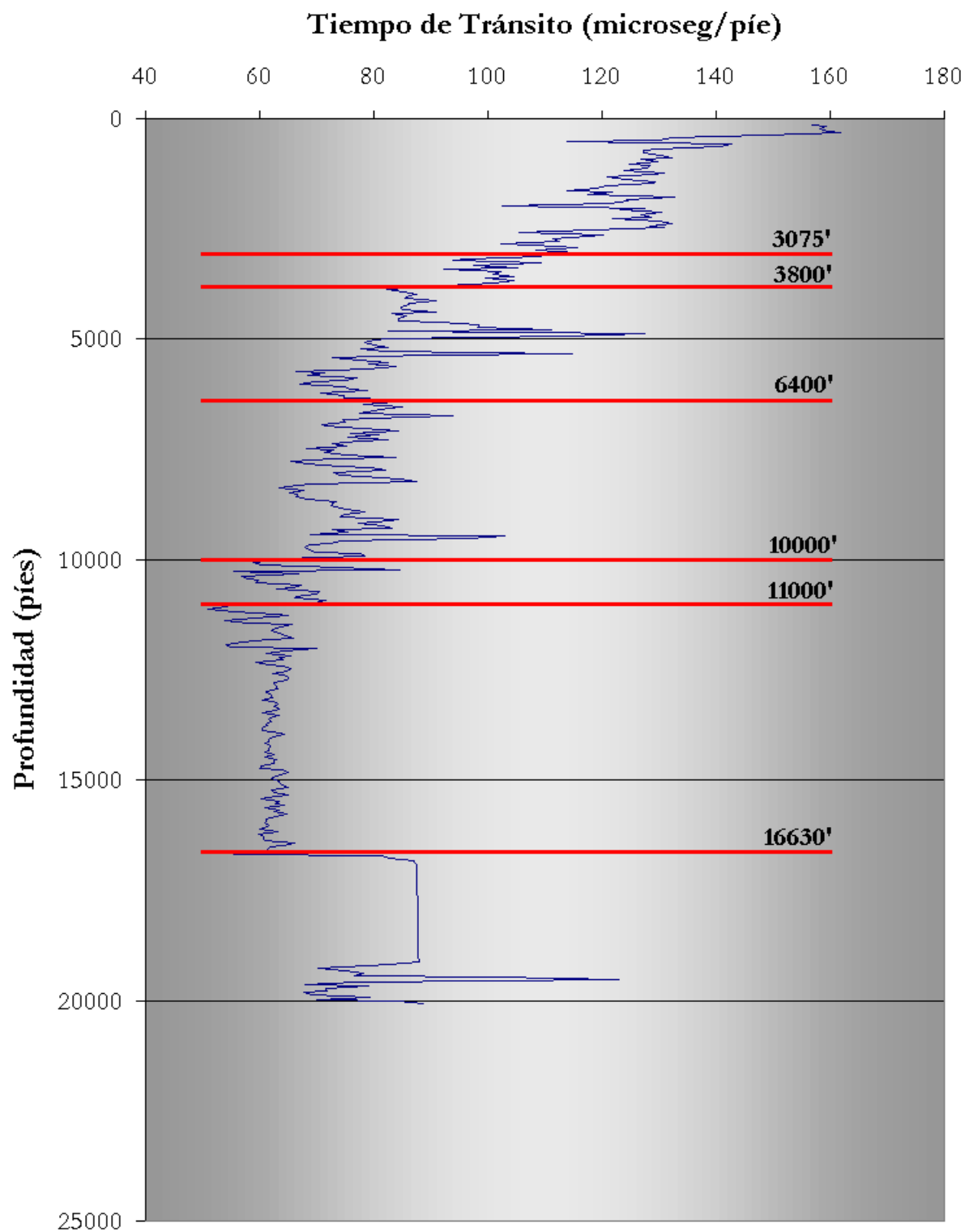
Así mismo se encuentran dos quiebres importantes a 6400' y 10000'. Entre ambas discontinuidades se presentan valores de tiempo de tránsito altos. A 3075' y 11000' se encuentran otros quiebres del registro sínico. Estas discontinuidades no son tan notables como las anteriores.

#### ***6.3.2. – Determinación de Tendencia de Compactación:***

Como se hizo para el pozo anterior, la columna sedimentaria del pozo SBC-37E se va a dividir en unidades para determinar la tendencia de compactación de cada una de ellas. Dichas unidades tendrán como límites las discontinuidades propuestas anteriormente. De esa forma las unidades serán:



6.15. – Perfil sónico del pozo SBC-37E.



6.16. – Registro sónico promedio del pozo SBC-37E mostrando las posibles discontinuidades a 3075', 3800', 6400', 10000', 11000' y 16630'.



- ✓ Unidad A: La cual comprenden desde superficie hasta la discontinuidad de 3075'
- ✓ Unidad B: De 3075' a 3800'.
- ✓ Unidad C: De 3800' a 6400'
- ✓ Unidad D: De 6400' a 10000'
- ✓ Unidad E: De 10000' a 11000'
- ✓ Unidad F: De 11000' a 16630'
- ✓ Unidad G: La última unidad comprende desde la discontinuidad de 16630' hasta los últimos datos del pozo aproximadamente a 20550'.

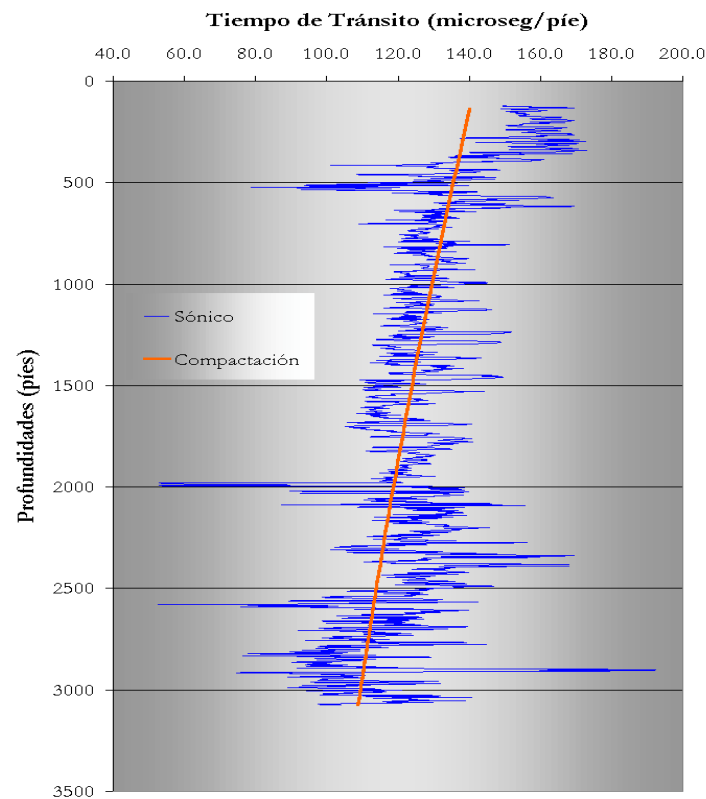
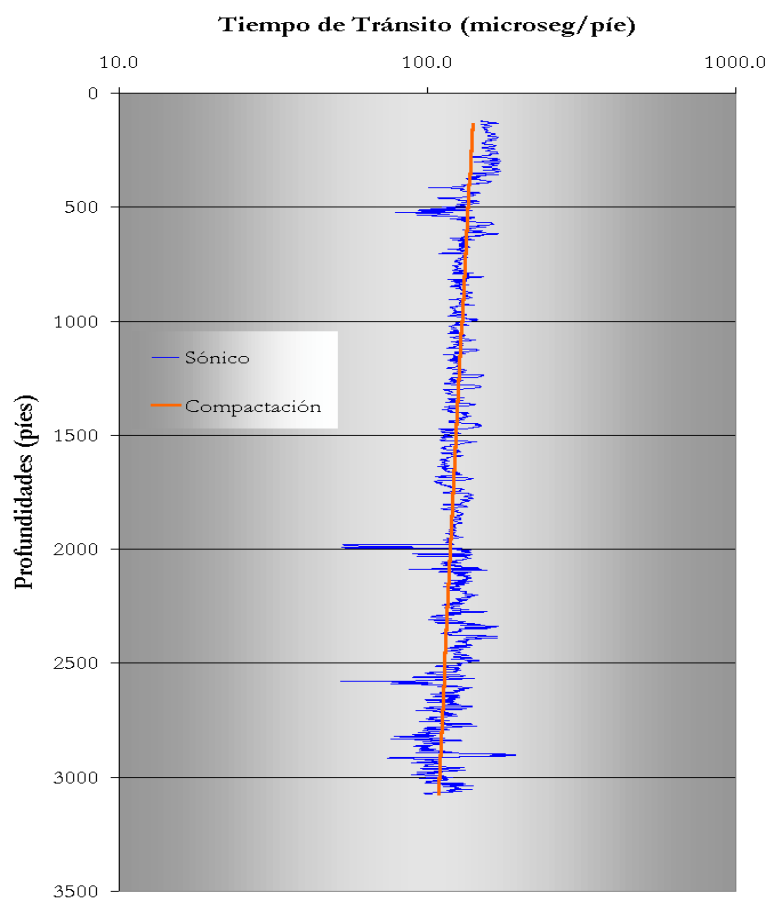


Figura 6.17. – Perfil sónico del pozo SBC-37E en la unidad A (100' – 3075') junto con la tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala lineal.

Al igual que el pozo PIC-25, para la determinación de las tendencias de compactación se van a utilizar todos los datos del registro sónico y no sólo los datos del registro promedio, debido a que de esa forma se tiene una mejor visualización a excepción de la unidad D, donde la tendencia de compactación se observa mejor con los datos



promedio.

Figura 6.18. – Perfil sónico del pozo SBC-37E en la unidad A (100' – 3075') junto con la tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala logarítmica.

6.3.2.1. – Tendencia de Compactación de la Unidad A: Para esta unidad la ecuación Heasler y Kharitonova (1996) queda de la forma:

$$\Delta t = 90e^{0.00015Z} + 52 \quad (6.5)$$

En las figuras 6.17 y 6.18 se muestra el registro sónico de esta unidad junto con la curva de tendencia de compactación que mejor se ajusta.

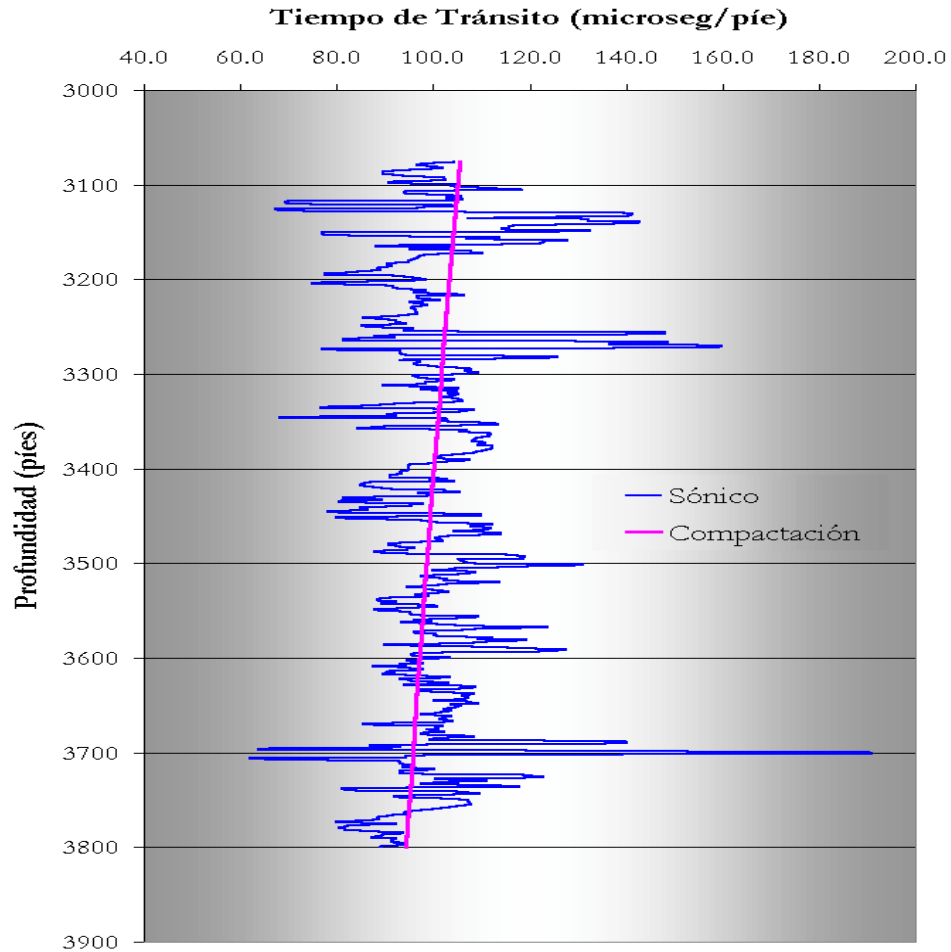


Figura 6.19. – Perfil sónico del pozo SBC-37E en la unidad B (3075' – 3800') junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala lineal

6.3.2.2. – Tendencia de Compactación de la Unidad B: En este caso la ecuación de Heasler y Kharitonova (1996) toma la siguiente forma:

$$\Delta t = 145e^{0.00035Z} + 56 \quad (6.6)$$

En las figuras 6.19 y 6.20 se observa el registro sónico de la unidad B junto con la curva de la tendencia de compactación hallada tanto en escala logarítmica como en escala lineal para el tiempo de tránsito.

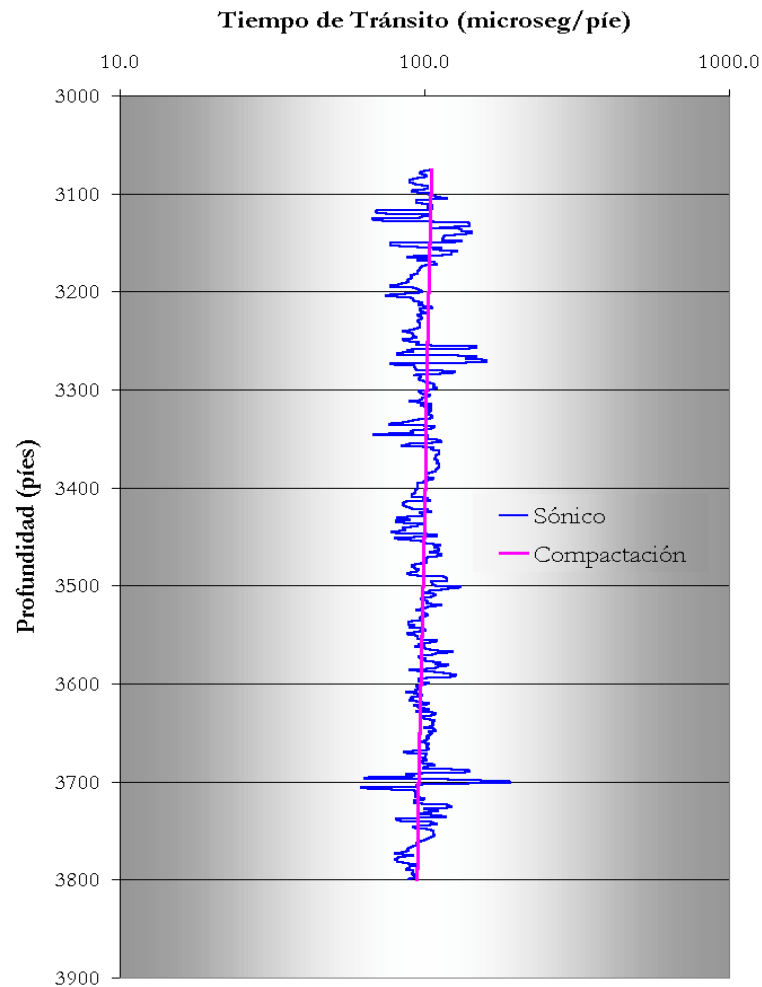


Figura 6.20. – Perfil sónico del pozo SBC-37E en la unidad B (3075' – 3800') junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala logarítmica.

6.3.2.3. – Tendencia de Compactación de la Unidad C: La ecuación de Heasler y Kharitonova (1996) queda de la forma:

$$\Delta t = 95e^{-0.00025Z} + 53 \quad (6.7)$$

Las figuras 6.21 y 6.22 muestra el registro sónico de la unidad C junto con la curva de tendencia de compactación

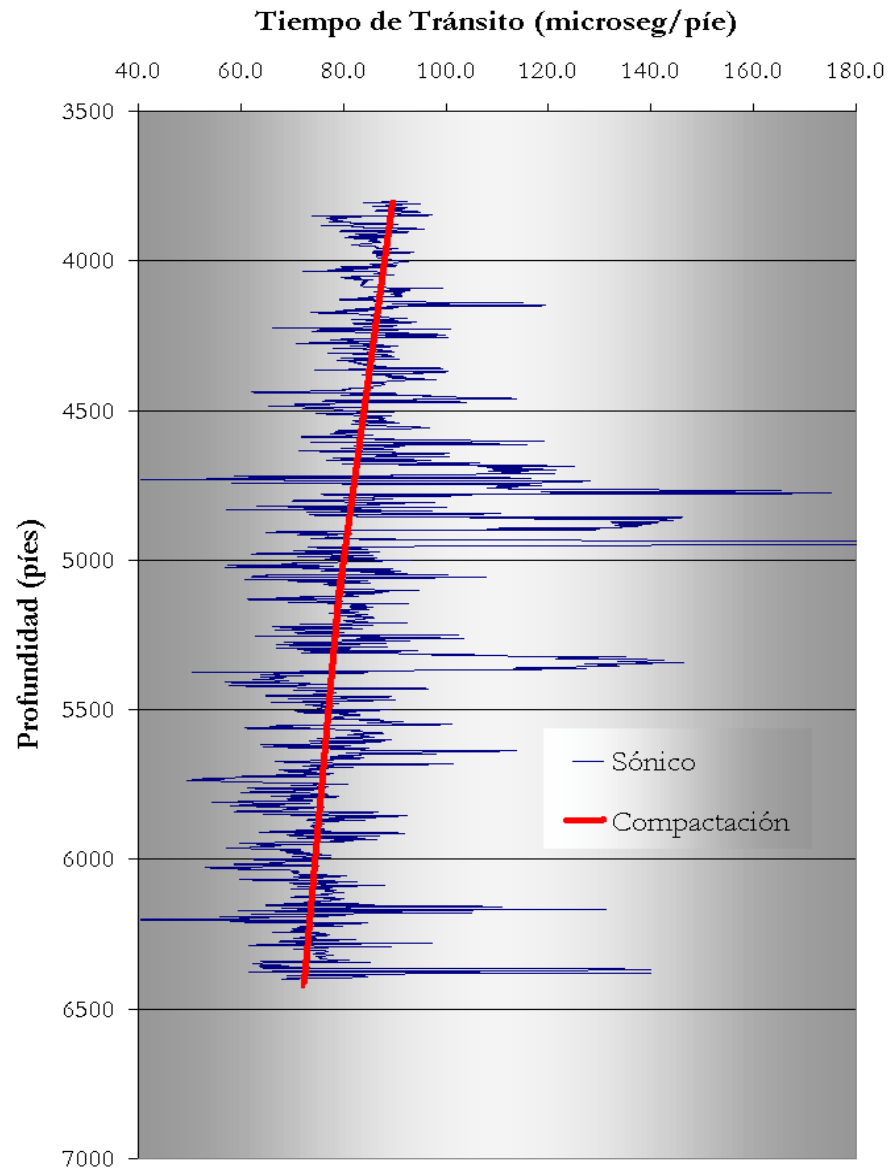


Figura 6.21. – Perfil sónico del pozo SBC-37E en la unidad C (3800' – 6400') junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala lineal

6.3.2.4. – Tendencia de Compactación de la Unidad D: En esta unidad nuevamente la ecuación de Heasler y Kharitonova (1996) toma nuevos parámetros tomando la forma de:

$$\Delta t = 130e^{-0.00025Z} + 57 \quad (6.8)$$

En las figuras 6.23 y 624 se muestra el perfil sónico de esta unidad junto con la curva de tendencia de compactación hallada para la misma.

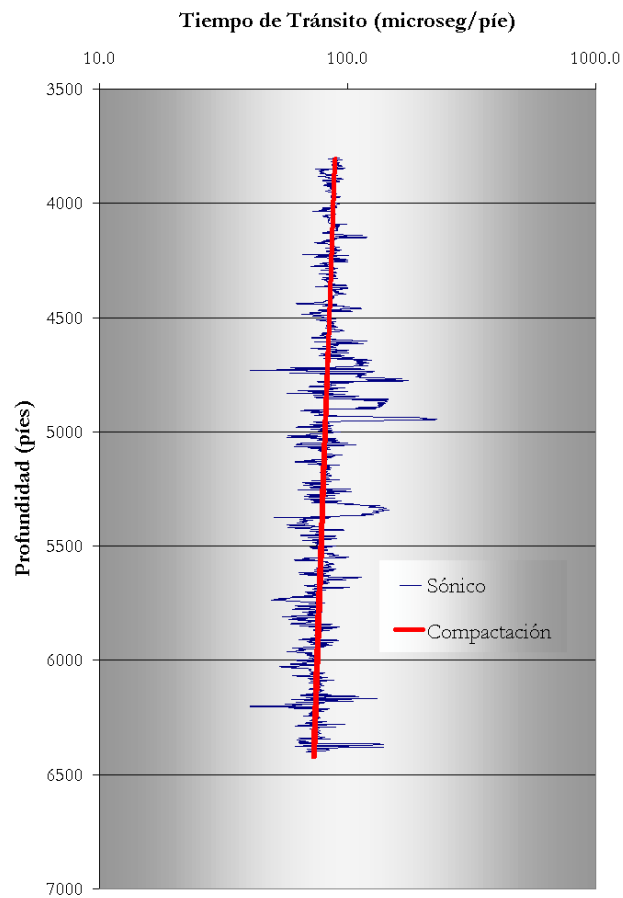


Figura 6.22. – Perfil sónico del pozo SBC-37E en la unidad C (3800' – 6400') junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala logarítmica.

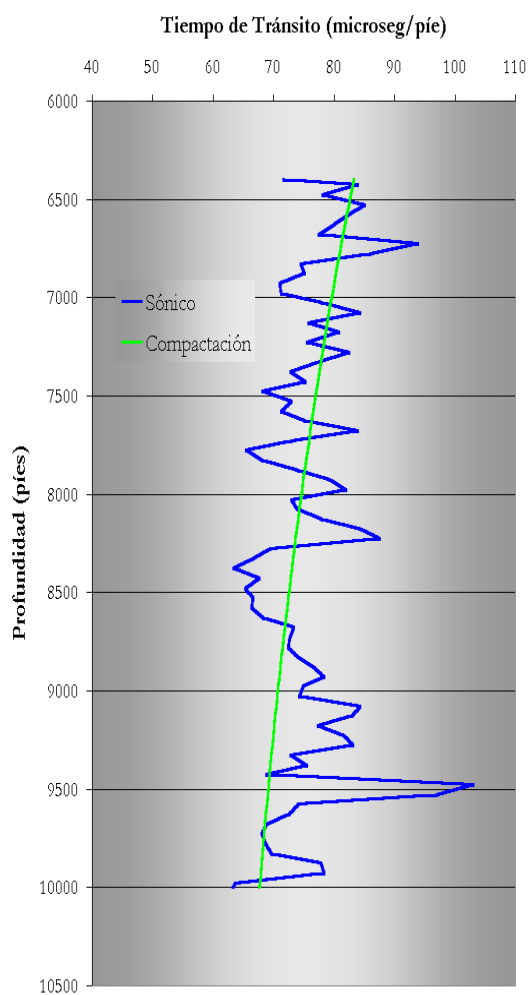
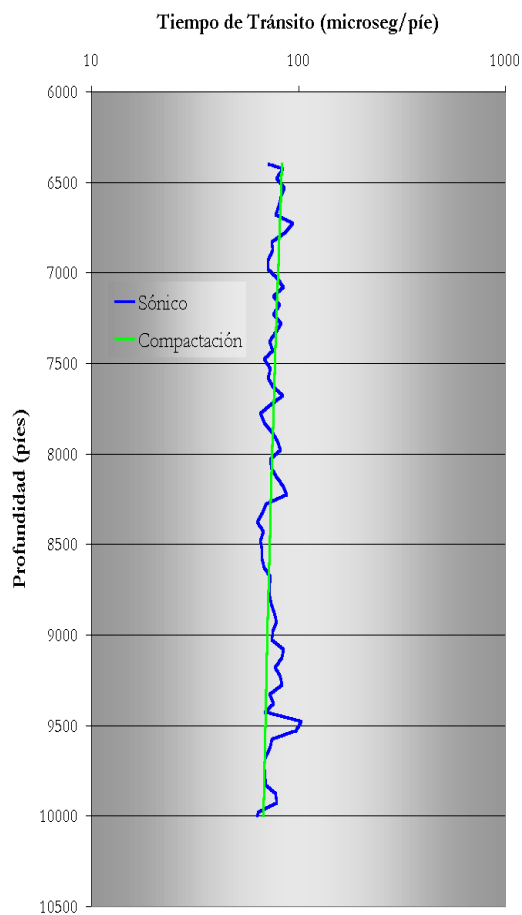


Figura 6.23. – Perfil sónico del pozo SBC-37E en la unidad D (6400' – 10000') junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala lineal.

Figura 6.24. – Perfil sónico del pozo SBC-37E en la unidad D (6400' – 10000') junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala logarítmica



6.3.2.5. – Tendencia de Compactación de la Unidad E y F: En la unidad E no se determinó la tendencia de compactación debido a la forma que adopta el registro sínico. Por esa razón se sacó una sola tendencia de compactación para las unidades E y F. En este caso la ecuación de Heasler y Kharitonova (1996) toma nuevos parámetro siendo:

$$\Delta t = 180e^{-0.00035Z} + 61 \quad (6.9)$$

En las figuras 6.25 y 6.26 se muestra el registro sínico de ambas unidades junto con la curva de tendencia de compactación hallada que mejor se ajusta.

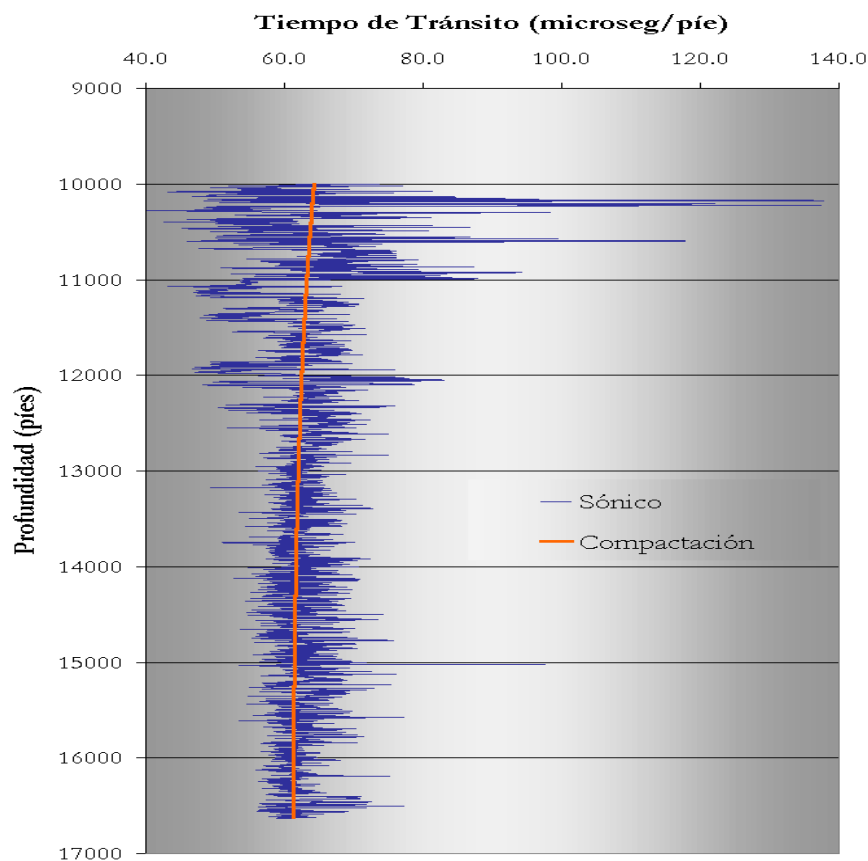


Figura 6.25. – Perfil sínico del pozo SBC-37E en la unidad E y F (10000' – 16630') junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala lineal.



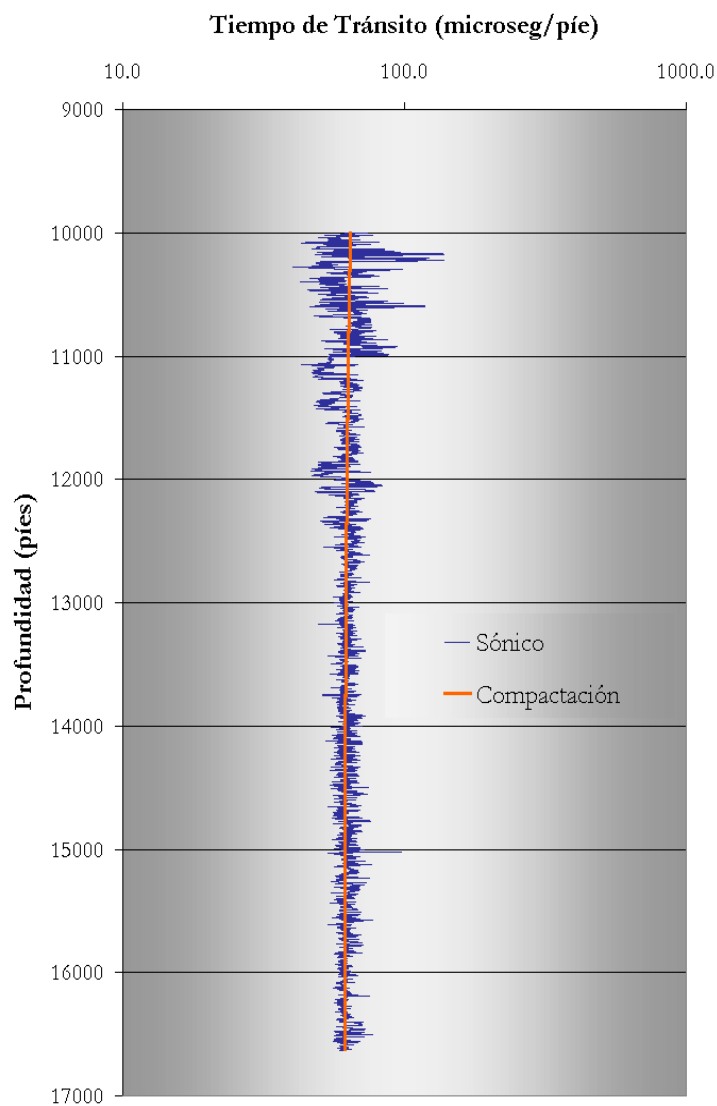
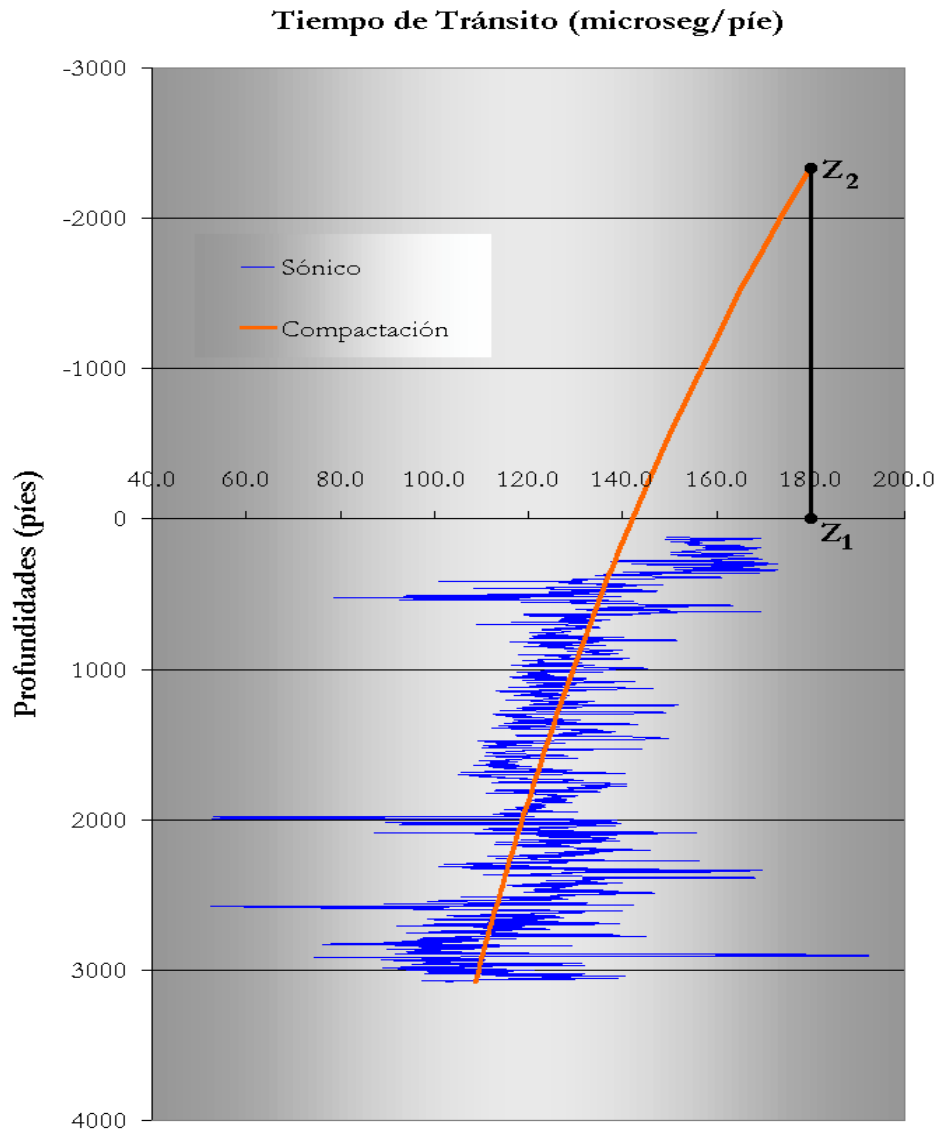


Figura 6.26. – Perfil sónico del pozo SBC-37E en la unidad E y F (10000' – 16630') junto con la curva de tendencia de compactación. Tiempo de tránsito en escala logarítmica.

La unidad G esta sobrepresionada por lo que no se le determinó la tendencia de compactación. No es posible determinar los espesores de secciones erosionados debido a que los tiempos de tránsito son mucho más altos que los de la tendencia de compactación de la unidad F.

El resumen de las tendencias de compactación del pozo SBC-.37E se puede apreciar en



la tabla 6.2.

Figura 6.27. – Perfil sónico del pozo SBC-37E en la unidad A (100' – 3075') junto con la curva de tendencia de compactación extrapolada hasta el valor de 180  $\mu\text{seg}/\text{pie}$ .

| Unidades | Tendencias de Compactación         |
|----------|------------------------------------|
| A        | $\Delta t = 90e^{-0.00015Z} + 52$  |
| B        | $\Delta t = 145e^{-0.00035Z} + 56$ |
| C        | $\Delta t = 95e^{-0.00025Z} + 53$  |
| D        | $\Delta t = 130e^{-0.00025Z} + 57$ |
| E        | $\Delta t = 180e^{-0.00035Z} + 61$ |

Tabla 6.2. – Tendencias de compactación de la unidades del pozo SBC-37E.

### 6.3.3. – *Determinación de los Espesores de Secciones Erosionadas:*

6.3.3.1. - Determinación del Espesor Erosionado en Superficie: Para obtener un aproximado de la cantidad de roca sedimentaria que ha sido removida por erosión en la superficie, la tendencia de compactación de la unidad A se va a extrapolar hasta el valor de 180  $\mu\text{seg/píe}$ .

En la figura 6.27 se observa el registro sónico de la unidad A junto con la tendencia de compactación extrapolada hasta 180  $\mu\text{seg/píe}$ . El espesor de roca sedimentaria removida se puede calcular así:

$$\text{Espesor Erosionado} = Z_1 - Z_2$$

$$\text{Espesor Erosionado} = 0 - (-2338') = 2338'$$

6.3.3.2. - Determinación del Espesor Erosionado a 3075': Para determinar el espesor erosionado en esta discontinuidad se debe extrapolar la tendencia de compactación de la unidad B hasta 108,7  $\mu\text{seg}/\text{pé}$ , el cual es el valor inicial de la tendencia de compactación para la unidad A..

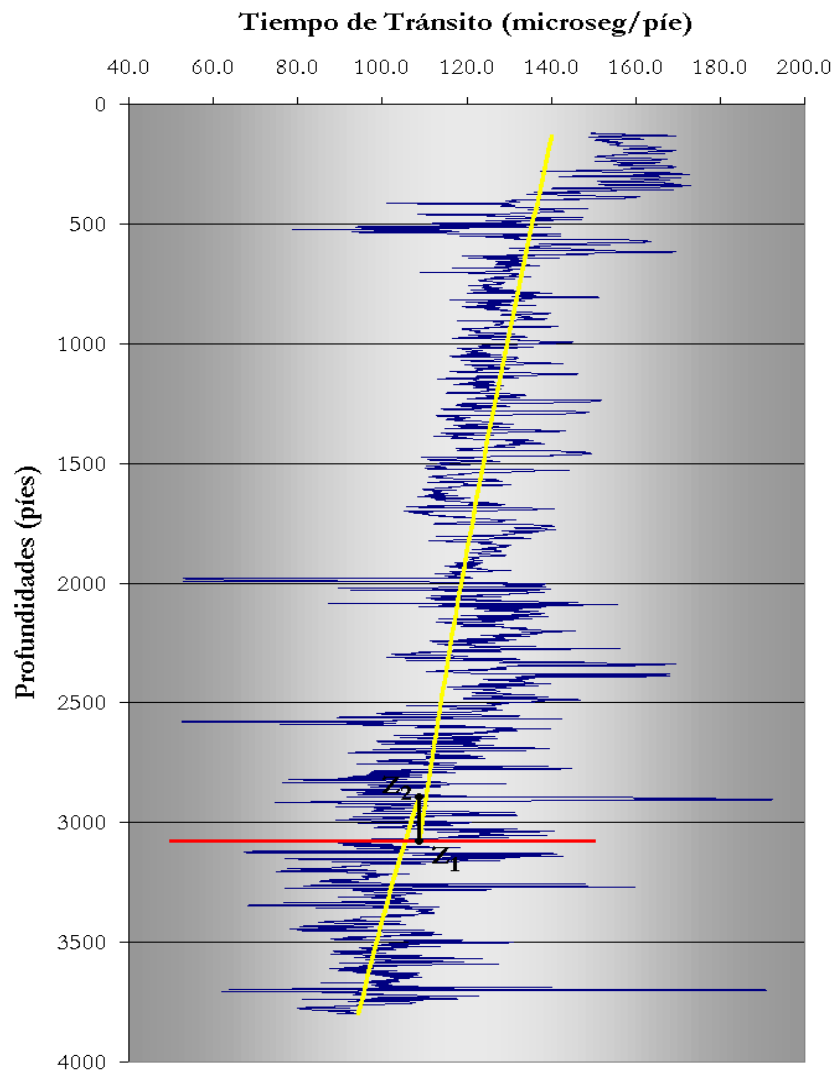


Figura 6.28. – Perfil sónico del pozo SBC.-37E. Extrapolación de la tendencia de compactación pre – discontinuidad hasta el valor de 108,7  $\mu\text{seg}/\text{pé}$  en la discontinuidad ubicada a 3075'.

En la figura 6.28 se observa el registro sónico del pozo SBC-37E en el intervalo 120' – 3800' junto con la tendencia de compactación extrapolada hasta 108,7  $\mu\text{seg}/\text{pé}$ . El calculo del espesor erosionado en esta discontinuidad es el siguiente:

$$\text{Espesor Erosionado} = Z_1 - Z_2$$

$$\text{Espesor Erosionado} = 3075' - 2895' = 180'$$

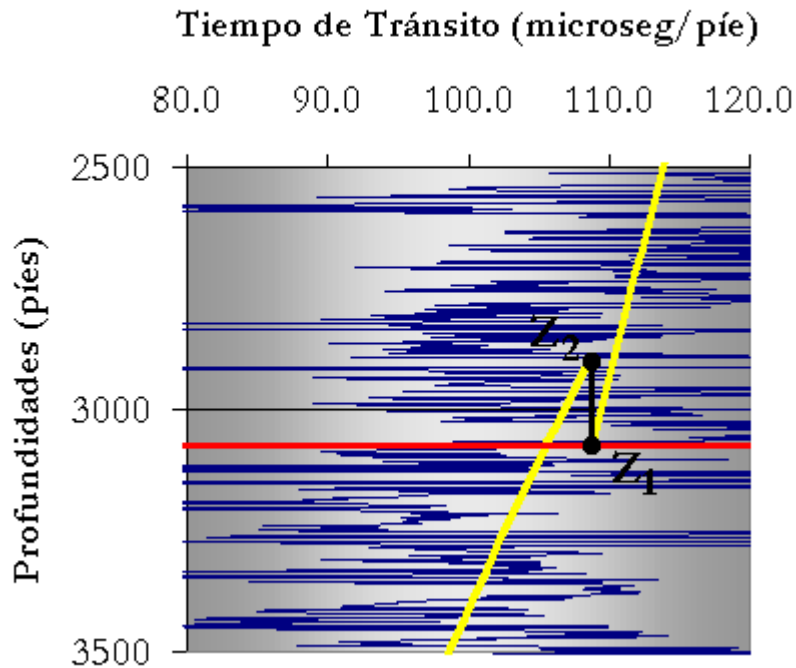


Figura 6.29. – Perfil sónico ampliado. Extrapolación de la tendencia de compactación pre – discontinuidad hasta 108.7  $\mu\text{seg}/\text{pé}$  en la discontinuidad a 3075'.

6.3.3.3. - Determinación del Espesor Erosionado a 3800': Para determinar el espesor erosionado en este caso, se extrapoló la tendencia de compactación de la unidad C hasta

94,3  $\mu\text{seg}/\text{pie}$ , el cual es el valor inicial de la tendencia de compactación de la unidad B a nivel de la discontinuidad.

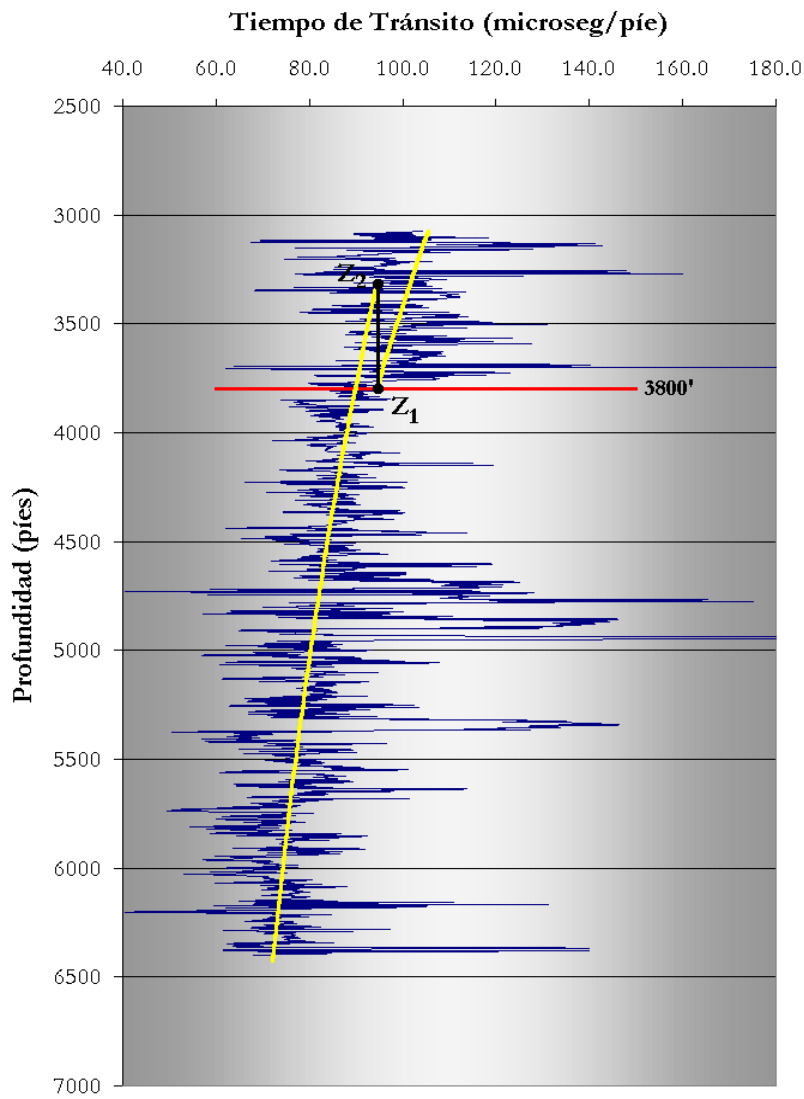


Figura 6.30. – Perfil sónico del pozo SBC-37E. Extrapolación de la tendencia de compactación de la sección pre – discontinuidad hasta el valor de 94.3  $\mu\text{seg}/\text{pie}$  en la discontinuidad a 3800'.

En la figura 6.30 se observa el registro sónico del intervalo 3075' – 6400' junto con la curva de tendencia de compactación extrapolada hasta el valor de 94,3 μseg/pie. El espesor erosionado se calculó de la siguiente forma:

$$\text{Espesor Erosionado} = Z_1 - Z_2$$

$$\text{Espesor Erosionado} = 3800' - 3330' = 470'$$

Para la discontinuidad propuesta a 6400' no se pudo determinar el espesor erosionado, debido a que los tiempos de tránsito de la sección post – discontinuidad, en este caso unidad D, son mayores que los tiempos de tránsito de la sección pre – discontinuidad (unidad C). Dicha desviación a la derecha se podría definir como una zona sobrepresionada o simplemente un brusco cambio litológico.

6.3.3.4. - Determinación del Espesor Erosionado a 10000': Para la determinación del espesor erosionado en este caso, se extrapoló la tendencia de compactación obtenida de la unión de las unidades E y F hasta 67,7 μseg/pie, el cual es el valor de la tendencia de compactación de la unidad E a nivel de la discontinuidad.

En la figura 6.31 se observa el registro sónico del intervalo 6400' – 16630' junto con la tendencia de compactación extrapolada hasta el valor de 67,7 μseg/pie. El cálculo de del espesor erosionado en este caso será:

$$\text{Espesor Erosionado} = Z_1 - Z_2$$

$$\text{Espesor Erosionado} = 10000' - 8229' = 1771'$$

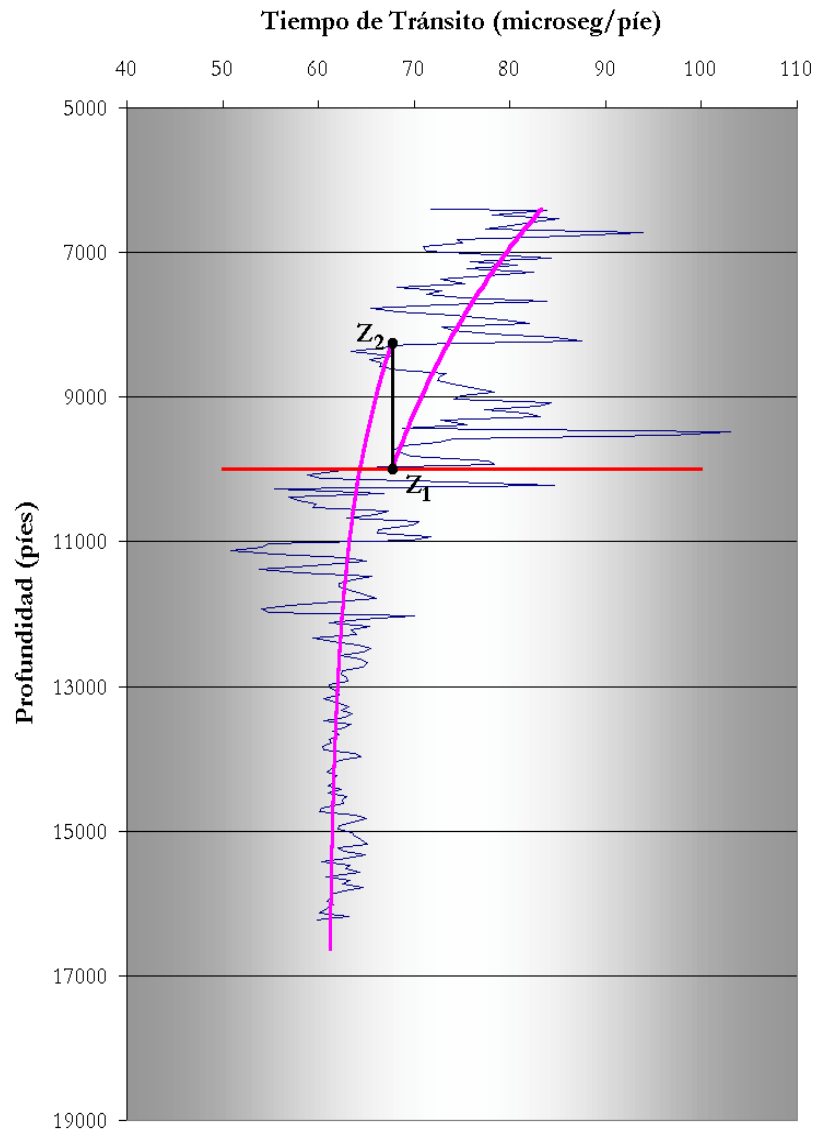


Figura 6.31. – Parte del perfil sónico del pozo SBC-37E. Extrapolación de la tendencia de compactación pre – discontinuidad hasta el valor de 67,7  $\mu\text{seg/pie}$  en la discontinuidad a 10000’.

#### 6.3.4. – Validación de Discontinuidades:

En la figura 6.32 se muestra la interpretación hecha del pozo SBC-37E en cuanto a unidades cronológicas, formaciones, profundidades y revestimientos.



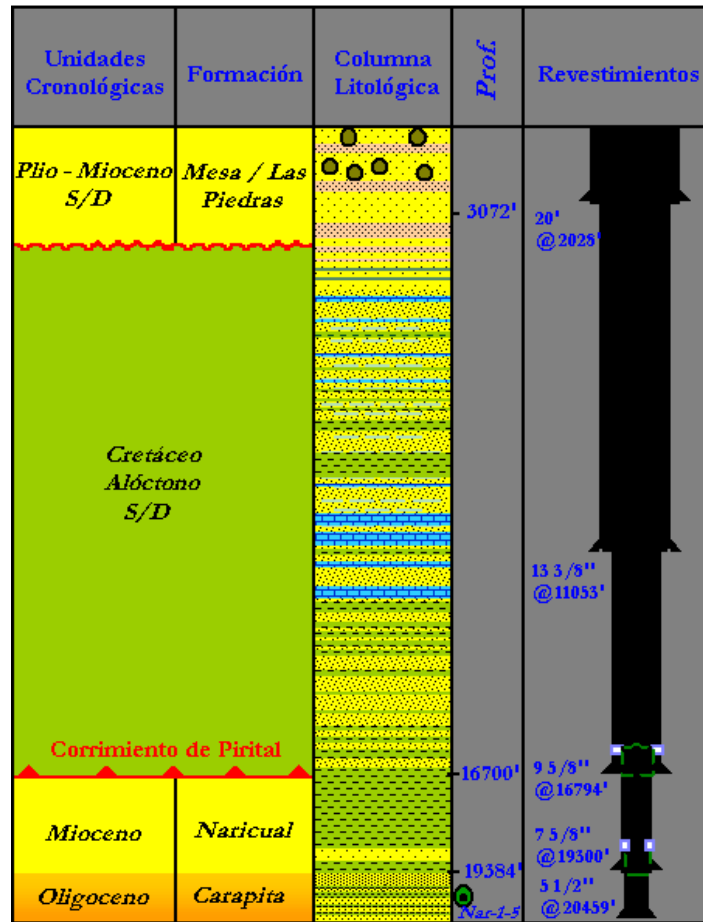


Figura 6.32. – Pozo SBC-37E. Datos generales.

El primer quiebre significativo del registro sónico en el pozo SBC-37E se reportó a 3075', y fue propuesto como una primera discontinuidad. Según los datos generales del pozo, 3072' se reporta una primera discontinuidad que pone en contacto las formaciones Las Piedras del Mioceno tardío – Plioceno con las formaciones correspondientes al Cretáceo alóctono.

Uno de los quiebres más significativos del perfil sísmico se reporta a 16630'. Por debajo de este quiebre se reportan tiempos de tránsito sumamente alto por lo que se propone la sobrepresión de las lutitas de la formación Carapita, esto lleva a proponer que dicho quiebre se corresponde con el corrimiento de Pirital, el cual queda corroborado por los datos generales del pozo, los cuales indican que dicho corrimiento se ubica a unos 16700'.

Para este pozo el Cretáceo alóctono está sin definir, tanto las formaciones como las discontinuidades, sin embargo el estudio realizado del registro sísmico ha mostrado una serie de quiebres, los cuales podrían proponerse como contactos entre las formaciones que pudieran estar involucradas. Dichos contactos podrían estar ubicados a las siguientes profundidades:

- ✓ San Juan / San Antonio: 3800'
- ✓ San Antonio / Querecual: 6400'
- ✓ Querecual / Chimana: 10000'
- ✓ Chimana / El Cantil: 11000'
- ✓ El Cantil / Barranquin: 12500'

Si tomamos en cuenta estos contactos, se podrían proponer discontinuidades relacionadas con falta de material sedimentario en los contactos de San Juan / San Antonio y Querecual / Chimana, a 3800' y 10000', respectivamente. A cada una de esas discontinuidades fue posible determinar la cantidad de sección sedimentaria removida por erosión.

Cabe destacar que la discontinuidad propuesta entre las formaciones Querecual /Chimana también fue observada en el pozo PIC-25.

A 12500' no se propuso una discontinuidad propiamente dicha debido a que el registro sísmico no presenta quiebres significativos, sin embargo es claro que el mismo se comporta de manera diferente por encima de los 12500' y por debajo de la misma profundidad, por lo que se supone un contacto entre litologías diferentes.

#### 6.4. – Resultados:

En las tablas que a continuación se muestran, se presenta un resumen de los resultados obtenidos del estudio de los pozos PIC-25 y SBC-37E:

|                  | PIC-25 | SBC-37E |
|------------------|--------|---------|
| Discontinuidades | 4500'  | 3075'   |
|                  | ---    | 3800'   |
|                  | ---    | 6400'   |
|                  | 9200'  | 10000'  |
|                  | 15450' | 11000'  |
|                  | 17580' | 16630'  |

Tabla 6.3. – Resultados obtenidos del estudio de los perfiles sísmicos de los pozos PIC-25 y SBC-37E en cuenta a la determinación de discontinuidades.

| PIC-25            |                    | SBC-37                  |                    |
|-------------------|--------------------|-------------------------|--------------------|
| Discontinuidad    | Espesor Erosionado | Discontinuidad          | Espesor Erosionado |
| <b>Superficie</b> | <b>1866'</b>       | <b>Superficie</b>       | <b>2338'</b>       |
| <b>4500'</b>      | <b>1133'</b>       | <b>3075</b>             | <b>180'</b>        |
| ---               |                    | <b>3800<sub>i</sub></b> | <b>470'</b>        |
| ---               |                    | <b>6400'</b>            | ---                |
| <b>9200'</b>      | <b>2045'</b>       | <b>10000'</b>           | <b>1771'</b>       |
| <b>15450'</b>     | ---                | <b>11000'</b>           | ---                |
| <b>17580'</b>     | ---                | <b>16630'</b>           | ---                |

Tabla 6.4. – Resultados de los espesores de secciones erosionadas obtenidos en cada una de las discontinuidades donde fue posible.

## **CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

### **7.1. – Conclusiones:**

- ✓ Se realizó una revisión del estado del arte en la determinación de espesores de secciones erosionadas por medio de registros de pozo.
- ✓ Se obtuvo una base de datos referente a todos aquellos tópicos con los que está relacionada la determinación de espesores de secciones erosionadas por medio de registros de pozo. La base de datos contempla conceptos de compactación, registro sísmico, tiempos de tránsito, porosidad, profundidad de soterramiento, entre otros.
- ✓ El análisis de la base de datos llevó a clasificar 5 trabajos como de mucha importancia, 6 importantes, 19 de mediana importancia y 27 considerados de poca importancia para los objetivos propuestos en este estudio.
- ✓ La técnica empleada para la determinación de espesores de secciones erosionadas en subsuelo, fue la propuesta por Nederlof en 1996, con algunas correcciones realizadas por Gómez en 1997.
- ✓ La metodología propuesta por Heasler y Kharitonova en 1996 se utiliza exclusivamente cuando las superficies afloran, es decir, para la determinación de espesores erosionados en superficie.

- ✓ Los campos en estudio, Pirital y Santa Bárbara, están severamente afectados por el corrimiento de Pirital. En ambos pozos se evidencia claramente el quiebre correspondiente al mismo, además se observa claramente la sobrepresión a la que está sometida la formación Carapita, lo que hace más difícil el modelaje de espesores erosionados.
- ✓ En el pozo SBC-37E se observan más discontinuidades dentro del cretáceo alóctono que en el pozo PIC-25.
- ✓ Por medio del estudio de los pozos PIC-25 y SBC-37E se propone una posible discontinuidad regional en el contacto entre las formaciones Querecual y Chimana debido a los quiebres que afectan al sónico en ambos pozos. Quiebres a los cuales les fue posible calcularle el posible espesor erosionado.
- ✓ En dicha discontinuidad propuesta se supone una erosión uniforme en toda la cuenca, mientras que en la discontinuidad que pone en contacto la formación Las Piedras con formaciones del Cretáceo, los efectos de la erosión son mucho más evidentes hacia el oeste.
- ✓ La erosión a la que está sometida en la actualidad la superficie de esta parte de la cuenca oriental de Venezuela se evidencia más claramente hacia el este.
- ✓ El registro sónico es el perfil más utilizado en la industria petrolera para la determinación de porosidades y tendencias de compactación, así como para observar el comportamiento de cada una de las formaciones involucradas, para poder determinar la

litología asociada. Adicionalmente, el mismo puede ser sustituido por registros sínicos sintéticos extraídos de datos de sísmica de superficie.

✓ No es posible emitir un juicio definitivo basado únicamente en la información proporcionada por el registro sínico. Los resultados del mismo deben estar respaldados por otras herramientas para así exponer resultados certeros.

## **7.2. – Recomendaciones:**

✓ Se recomienda un estudio biostratigráfico de alta resolución para la corroborar que las discontinuidades propuestas por el registro sínico involucre falta de material debido a erosión o sean simplemente cambios bruscos de litología.

✓ Se recomienda un estudio geoquímico, tal como el de reflectancia de vitrinita o el perfil de madurez del pozo, para que junto con la bioestratigrafía y la sedimentología corroboren la existencia de las discontinuidades.

✓ Se propone aplicar la técnica a pozos adyacentes a los estudiados para determinar si en los mismos también se presentan las discontinuidades propuestas para así afirmar que las mismas son discontinuidades regionales.

## CÁPITULO VIII: REFERENCIAS

### 8.1. - Referencias Bibliográficas:

ACOSTA, J. (2001) *“Estado del Arte en Predicción de Presiones Anormales mediante Sísmica de Superficie”*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Escuela de Ingeniería geológica, Universidad de los Andes; 107p.

ASQUITH, G. & GIBSON, C. (1997) *“Basic Well Log Analysis for Geologists”*. AAPG Methods in Exploration Series, Número 3; 216 p.

ATHY, L. F. (1930) *“Density, Porosity, and Compaction of Sedimentary Rocks”*. AAPG Bulletin, V. 14, No. 1, p 1 – 24.

BALDWIN, B. & BUTLER, C. (1985) *“Compaction Curves”*. AAPG Bulletin, V.69, No.32, p 622 – 626.

DI CROCE, J.; BALLY, A. W. & VAIL, P. (1999) *“Sequence Stratigraphy of the Eastern Venezuelan Basin”*. En: MANN, P. (Editores). Elsevier Science B. V., Amsterdam, p 419 – 476.

DYKSTRA, J. (1987) *“ Compaction Correction for Burial History Curves”*. Geobyte, Noviembre, p 16 – 23.

ESCANDON, L. (2001) *“Determinación de Espesores de Secciones Erosionadas mediante Registros de Pozo”*. Informe Interno, PDVSA Exploración y Producción.



FELDER, B. et al. (1980) *“Evaluación de Formaciones en Venezuela”*. Schulumberger. Sin ciudad;

GARCIA S., E. (1999) *“Curso Básico de Perfiles de Pozo en Hoyo Desnudo”*. Universidad Simón Bolívar; sin p.

GIRALDO, C.; AROCHA, B.; GONZÁLEZ, C.; PÉREZ, C.; GUERRA, C. de;  
CAMPOS, C.; FIGUEROA, F.; RUIZ, F.; SÁNCHEZ, H.; ESCOBAR, I.;  
VILLAROEL, J.; LICHERI, J.; VEGAS, L.; HERNÁNDEZ, L.;  
LORENTE, M.; FINOL, M.; DI GIANNI, N.; ARNSTEIN, R.; OSUNA,  
S. & STOUFER S. (2000) *“Informe Final: PGO El Macal – Cerro Corazón”*.  
Nota Técnica, PDVSA Exploración y Producción.

GÓMEZ, M.C. (1997a) *“Estimación de Espesores Erosionados del Eoceno, Mediante Registros  
Sónicos en el área de Zulia Oriental”*. Nota Técnica, Maraven. MAR-EP 309,97  
NT.

GÓMEZ, M.C. (1997b) *“Determinación de Espesores Erosionados y Tendencias de Compactación  
Mediante Registros Sónicos en el área del Sinclinal de El Dibujo, Flanco Perijanero.  
Edo. Zulia”*. Nota Técnica, Marevan. MAR-EP 310,97 NT.

HAN, D.; NUR, A. & MORGAN, D. (1986) *“Effects of porosity and clay content on wave  
velocities in sandstones”*. Geophysics, V. 51, No. 11, p 2093 – 2105.

- HEASLER, H.P. & KHARITONOVA, N.A. (1996) "*Analysis of Sonic Well Logs Applied to Erosion Estimates in the Big Horn Basin, Wyoming*". AAPG Bulletin, V. 80, No. 5, p 630 – 646.
- HOTTMAN, C. & JOHNSON, R. (1965) "*Estimation of Formation Pressure from Log – Derived Shale Properties*". Society of Petroleum Engineers, SPE 1110, p 717 – 722.
- ISSLER, D. R. (1992) "*A New Approach to Shale Compaction and Stratigraphic Restoration, Beaufort – Mackenzie Basin and Mackenzie Corridor, Northern Canada*". AAPG Bulletin, V. 76, No. 8, p 1170 – 1189.
- KUMAR, N. (1979) "*Thickness of Removed Sedimentary Rocks, Paleopore Pressure, and Paleotemperature, Southwestern Part of Western Canada Basin: Discussion*". AAPG Bulletin, V.63, No.5, p 812 – 814.
- LANG, W. (1994) "*Compaction / diagenesis of Sediments and Compaction Gradients in Relation to Interval Transit Time*". The Log Analyst, V. 35, No. 4, p 54 – 58.
- MAGARA, K (1976) "*Thickness of Removed Sedimentary Rocks, Paleopore Pressure, and Paleotemperature, Southwestern Part of Western Canada Basin: Discussion*". AAPG Bulletin, V.60, No.4, p 554 – 565.
- MAGARA, K. (1978) "*Compaction and fluid migration, practical petroleum geology*". Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam; 319p.

- MAGARA, K. (1979) “*Thickness of Removed Sedimentary Rocks, Paleopore Pressure, and Paleotemperature, Southwestern Part of Western Canada Basin: Discussion*”. AAPG Bulletin, V.63, No.5, p 814 – 815.
- MAGARA, K. (1980) “*Comparison of Porosity – Depth Relationships of Shale and Sandstone*”. Journal of Petroleum Geology, V.3, No.2, p 175 – 185.
- NEDERLOF, M. H. (1996) “*Estimate Thickness of an Eroded Interval*”. Programa GAEAPAS, RESTORE. The Gaea Prospect Appraisal Sistem. Version 1.3. Geology and Energy Analysis. The Hague, Netherlands.
- PARNAUD, F.; GOU, Y; PASCUAL, J.; TRUSKOWSKI, I.; GALLANGO, O. & PASSALACQUA, H. (1995) “*Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin*”. En: TANKARD, A.J.; SUÁREZ, R. & WELSINK H. J. (Editores), *Petroleum Basin of South America*. AAPG Memoria 62, p 741 – 756.
- PENNEBAKER, E.S. (1968a) “ Seismic data indicate depth, magnitude of abnormal pressures” World Oil, No. 7, p 230 – 234.
- PENNEBAKER, E.S. (1968b) “*An Engineering Interpretation of Seismic Data*”. Society of Petroleum Engineers, SPE 2165, p 13 – 24.
- PERRIER, R. & QUIBLIER, J. (1974) “*Thickness Changes in Sedimentary Layers During Compaction History; Methods for Quantitative Evaluation*”. AAPG Bulletin, V. 58, No. 3, p 507 – 520.

PUZIN, L.A. (1962) “¿Qué es el Perfilaje de Pozos?”. Petróleo Interamericano. Sin ciudad; 30p.

RAYMER, L.L.; HUNT, E.R. & GARDNER, J.S. (1980) “*An Improved Sonic Transit Time To Porosity Transform*”. SPWLA Twenty – first Annual Logging Symposium, artículo P.

SARMIENTO, R. (1961) “*Geological Factors Influencing Porosity Estimates from Velocity Logs*”. AAPG Bulletin, V. 45, No. 5, p 633 – 644.

SCHNEIDER, L.E., WATT, H.B. & WICHMANN, P.A. (1974) “*El Perfil de Densidad*” en: “*Introducción al Perfilaje*”. Dresser Atlas Division, Dresser Industries, Inc, U.S.A.; sin p.

SCHÖN, J.H. (1996) “*Handbook of Geophysical Exploratio Seismic Exploration*”, Volumen 18. “*Physical Properties of Rocks, Fundamentals and Principles of Petrophysics*”. 2<sup>da</sup> edición. Editorial Pergamon; 583p.

SCHLUMBERGER (1970) “*Fundamentos de la Interpretación de Perfiles*”. Schlumberger Limited, New York; 130p.

SCHLUMBERGER (1972) “*Log Interpretation, Volume I – Principles*”. Schlumberger Limited, New York; 113p.

SCHULUMBERGER (1975) “*Interpretación de Perfiles. Volumen I – Fundamentos*”. Schulumberger Limited. New York; 156p.

SCHULUMBERGER (1995) *“Log Interpretation Charts”*. Schulumberger Wireline & testing.

SMOLEN, J. (1996) *“Cased Hole and Production Log Evaluation”*. PennWell Publishing Company, Tulsa; 365p.

VERA TORRES, J.A. (1994) *“Estratigrafía, Principios y métodos”*. Editorial Rueda, Madrid; 806 p.

WYLLIE, M.; GREGORY, A. & GARDNER, W. (1956) *“Elastic Wave Velocities in Heterogeneous and Porous Media”*. Geophysics, V. XXI, No. 1, p 41 – 70.

WYLLIE, M.; GREGORY, A. & GARDNER, W. (1958) *“An Experimental Investigation of Factors Affecting Elastic Wave Velocities in Porous Media”*. Geophysics, V. XXIII, No. 3, p 459 – 493.

## **8.2. - Referencias Electrónicas:**

COMITÉ INTERFILIAL DE ESTRATIGRAFÍA Y NOMENCLATURA (2002) *“Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras en Venezuela”*. Disponible en: <http://www.pdv.com/lexico/lexico.htm>

EL NORTE (2001) *“PDVSA forma una nueva generación de petrofísicos”*. Disponible en: [http://www.elnorte.com.ve/2001\\_julio/22/Economia1689.html](http://www.elnorte.com.ve/2001_julio/22/Economia1689.html)

GEOCITIES (2001) *“El Almacén. Porosidad, Permeabilidad y Textura”*. Disponible en:

<http://www.geocities.com/CollegePark/1306/almacen1.htm>

GRIEM, W. & GRIEM – KLEE, S. (1999) *“Apuntes de Geología General”*.

Universidad de Atacama. Disponible en:

<http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geología/geologiageneral/ggcapo5.htm>.

INLAB (2000) *“Temas de ingeniería de Reservorios”*. Disponible en:

[www.inlab.com.ar/frecuencia\\_BB.html](http://www.inlab.com.ar/frecuencia_BB.html) y [www.inlab.com.ar/perfil.html](http://www.inlab.com.ar/perfil.html).

última modificación : 4 de Junio del 2000.

# **Apéndice # 1**

## **Base de Datos**

| # | Año  | Titulo   | Autor (es)  | Referencia                                      | Web Site     |
|---|------|--|---|---|--------------|
| 1 | 2001 | An Overpressure Case History Using a Novel Risk - Analysis Process   | K. J. Dodds, A. Fletcher, A. Hennig, E. Bekele, M. Johnson, W. Abriel, W. Higgs & A. Strudley | Offshore Technology Conference, 30April - 3 May |              |
| 2 | 2001 | Determinación de Espesores Erosionados y Análisis de COT en Formaciones Terciarias Mediante Perfiles Convencionales en el Área Blanquilla Este | Yacira Golindano Hamana   | Trabajo en proceso                              |              |
| 3 | 2001 | Stress, Pore Pressure, and Dynamically Constrained Hydrocarbon Columns in the South Eugene Island 330 field, Northern Gulf of Mexico           | Thomas Finkbeiner, Mark Zoback, Peter Flemings & Beth Stump                                   | AAPG Bulletin V. 85, No. 6                      | www.aapg.org |
| 4 | 2001 | Pore Pressure Prediction Data Using Seismic Velocities and Log Data in the Offshore Nile Delta, Egypt  | M. A. Badri, C. Sayers, R. A. Hussein & A. Graziano   | SPE 68195                                       | www.spe.com  |
| 5 | 2000 | Wavelet Analysis of Well - Logging Data from Oil Source Rock, Egret Member, Offshore Eastern Canada  | Andreas Prokoph & Frederik P. Agterberg   | AAPG Bulletin V. 84, No. 10                     | www.aapg.org |
| 6 | 2000 | How do Poisson's Ratio and Plasticity Relate to Fracture   | Phil Holbrook   | World Oil Marzo 2000                            |              |



|    |      |  |  |   |   |
|----|------|--|--|---|---|
|    |      | Pressure?  |  |   |   |
| 7  | 2000 | New Methods for Estimating of Formation Pressures and Fracture Gradients from Well Logs  | A. Draou & S. O. Osisanya  | SPE 63263   | www.spe.com   |
| 8  | 2000 | Estimation of Erosion, Deposition, and Net Volumetric Changes caused by the 1996 Skeidarársandur Jökulhlaup, Iceland, from Synthetic Aperture Radar Interferometry | L. Smith, D. Alsdorf, F. Magilligan, B. Gomez, L. Mertes, N. Smith & J. Garvin | Water Resources Research, V. 36, No. 6                                |   |
| 9  | 1999 | Fluid Overpressure in Western Mediterranean Sediments, Sites 971 - 979   | André Revil, Philippe A. Pezard & Francois - Dominique de Larouzière           | Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, V. 161 | www.odp.tamu.edu/publications/161_SR/VOLUME/CHAPTERS/CHP_10.PDF |
| 10 | 1999 | A New Method for Determination of Reservoir Pressure   | Fikri J. Kuchk   | SPE 56418   | www.spe.com   |
| 11 | 1998 | Illuminating the Shadows: Tomography, Attenuation, and Pore - Pressure processing in the South Caspian Sea   | Stan Lee, Jesse Shaw, Rachel Ho, Jane Burger, Sudarshan Singh & Bill Troyer    | The Leading Edge Junio 1998   | www.theleadingedge.com  |
| 12 | 1998 | A Physical Model for Porosity Reduction in Sandstones  | Doron Gal, Jack Dvorkin & Amos Nur   | Geophysics V. 63, No. 2   |   |

|    |      |  |   |  |   |
|----|------|--|---|--|---|
| 13 | 1998 | Significance of Geopressure in Predicting Lithology  | Richad Verm, Luh Liang & Fred Hilterman | The Leading Edge February 1998           | www.theleadingedge.com  |
| 14 | 1998 | Análisis de Registros Eléctricos y Sónicpos en el Pozo GUN - 1X, Flanco Perijanero, Estado Zulia   | María del Carmen Gómez M.               | Nota Técnica EP - 006,98 NT              |   |
| 15 | 1997 | Determinación De Secciones Erosionadas y Tendencias de Compactación Mediante Registros Sónicos en el Área del Siclinal de El Dibujo, Flaco Perijanero. Estado Zulia                          | María del Carmen Gómez M.               | Nota Técnica MAR - EP 310,97 NT          |   |
| 16 | 1997 | Estimación de Espesores Erosionadas del Eoceno, Mediante Registros Sónicos en el Área de Zulia Oriental  | María del Carmen Gómez M.               | Nota Técnica MAR - EP 30763 NT           |   |
| 17 | 1997 | Determinación de Unidades Petrofísicas e identificación de Discontinuidades en las tendencias de Compactación Mediante el Registro Sónico del Pozo SNS - 1X. Flanco Perijanero, Estado Zulia | María del Carmen Gómez M.               | Nota Técnica MAR - EP 312,97 NT          |   |
| 18 | 1997 | Porosity Prediction in Deeply Buried Sandstones, With Examples From Cretaceous Formations of the Rocky Mountain Region   | James W. Schmoker                       | U.S. Geological Survey Bulletin 2146 - H | <a href="http://geology.or.usgs.gov/pub/bulletins/b2146/h.pdf">http://geology.or.usgs.gov/pub/bulletins/b2146/h.pdf</a> |

|    |      |  |  |                                     |                        |
|----|------|--|--|-------------------------------------|------------------------|
| 19 | 1996 | Estimations of Formation Velocity, Permeability, and Shear - Wave Anisotropy Using Acoustic Logs   | Ningya Cheng & Chuen Hon Cheng                           | Geophysics V. 61, No. 2             |                        |
| 20 | 1996 | Signals  | M. Al - Chalabi & Dave Marsden, Michael Bush y Sik Johng | The Leading Edge                    | www.theleadingedge.com |
| 21 | 1996 | Estimate Thickness of an Eroded Interval - Summary   | GAEAPAS  |                                     |                        |
| 22 | 1996 | Analysis of Sonic Well Logs Applied to Erosion Estimates in the Bighorn Basin, Wyoming             | Henry O. Heasler & Natalya A. Kharitonova                | AAPG Bulletin V. 80, No. 5          | www.aapg.org           |
| 23 | 1995 | Sonic Logging of Compressional - Wave Velocities in a Very Slow formation                          | Tichelaar & Klaas W.                                     | Geophysics V. 60, No. 6             |                        |
| 24 | 1995 | The Relationship Between Porosity, Mineralogy, and Effective Stress in Granular Sedimentary Rocks  | Phil Holbrook  | SPWLA 36th Annual Logging Symposium | www.spwla.org          |
| 25 | 1994 | Compaction /diagenesis of Sediments and Compaction Gradients in Relation to Intereval Transit Time | William H. Lang  | The Log Analyst V. 35, No. 4        |                        |
| 26 | 1992 | Acoustic - Waveform Logging - Advances in Theory and Application                                   | F. L. Paillet, C. H. Cheng & W. D. Pennington            | The Log Analyst V.33, No. 3         |                        |

|    |      |  |  |   |              |
|----|------|--|--|---|--------------|
| 27 | 1992 | A New Approach to Shale Compaction and Stratigraphic Restoration, Beaufort - Mackenzie Basin and Mackenzie Corridor, Northern Canada | D. R. Issler   | AAPG Bulletin V. 76, No. 8                          | www.aapg.org |
| 28 | 1991 | Compaction of Lithic Sands: Experimental Results and Applications  | Edward D. Pittman & Richard E. Larese                              | AAPG Bulletin V. 76, No. 8                          | www.aapg.org |
| 29 | 1990 | Acoustic Pulse Diffraction by Step Discontinuities on a Plane  | Q. Zhang, E.V. Jull & M.J. Yedlin                                  | Geophysics V. 55, No. 6                             |              |
| 30 | 1990 | A Practical Model for Organic Richness from Porosity and Resistivity Logs  | Q. R. Passey, S. Creaney, J.B. Kulla, F. J. Moretti & J. D. Stroud | AAPG Bulletin V. 74, No. 12                         | www.aapg.org |
| 31 | 1988 | Shale Compaction in the Michigan Basin: Estimates of Former Depth of Burial and Implications for Paleogeothermal Gradients           | Raymond Vugrinovich  | Bulletin of Canadian Petroleum Geology V. 36, No. 1 |              |
| 32 | 1987 | A Petrophysical - Mechanical Math Model for Real - Time Wellsite Pore Pressure/Fracture Gradient Prediction                          | P. W. Holbrook & M. L. Hauck                                       | SPE 16666   | www.spe.com  |
| 33 | 1987 | Compaction Correction for Burial History Curves  | John Dykstra   | Geobyte Novembre 87                                 |              |
| 34 | 1986 | Effects of Porosity and Clay Content on Wave Velocities in Sandstones  | De -hua Han, A. Nur & Dale Morgan                                  | Geophysics V. 51, No. 11                            |              |

|    |      |   |  |   |               |
|----|------|---|--|---|---------------|
| 35 | 1986 | Compaction Behavior of Ekofisk Chalk as a Function of Stress  | J. P. Johnson & D. W. Rhett  | SPE 15872                                   | www.spe.com   |
| 36 | 1985 | Compaction Curves   | Brewster Baldwin & Crispin O. Butler                                     | AAPG Bulletin V. 69, No. 4                  | www.aapg.org  |
| 37 | 1985 | Basin Evaluation Using Burial History Calculations: An Overview   | T. M. Guidish, C. G. ST. C. Kendall, I. Lerche, D. J. Toth & R.F. Yarzab | AAPG Bulletin V. 69, No. 1                  | www.aapg.org  |
| 38 | 1984 | Identification of Source Rocks on Wireline Logs by Density/Resistivity and Sonic Transit Time/Resistivity Crossplots                    | B. L. Meyer & M. H. Nederlof   | AAPG Bulletin V. 68, No. 2                  | www.aapg.org  |
| 39 | 1980 | An Improved Sonic Transit Time to Porosity Transform  | L.L. Raymer, E.R. Hunt & J.S.Gardner                                     | Spwla Twenty-First Annual Logging Symposium | www.spwla.org |
| 40 | 1980 | Comparison of Porosity - Depth Relationships of Shale and Sandstone   | Kinji Magara   | Journal of Petroleum Geology V. 3, No. 2    |               |
| 41 | 1979 | Thickness of Removed Sedimentary Rocks, Paleopore Pressure, and Paleotemperature, Southwestern Part of Western Canada Basin: Discussion | Kinji Magara   | AAPG Bulletin V. 63, No. 5                  | www.aapg.org  |

|    |      |   |                                    |   |               |
|----|------|---|------------------------------------|---|---------------|
| 42 | 1979 | Thickness of Removed Sedimentary Rocks, Paleopore Pressure, and Paleotemperature, Southwestern Part of Western Canada Basin: Discussion | Naresh Kumar                       | AAPG Bulletin V. 63, No. 5                    | www.aapg.org  |
| 43 | 1978 | The Determination of Prior Depth of Burial (Uplift and Erosion) Using Interval Transit Time   | William H. Lang, Jr.               | Spwla Nineteenth Annual Logging Symposium     | www.spwla.org |
| 44 | 1978 | Geohistory Analysis-Application of Micropaleontology in Exploration Geology   | J. E. Van Hinte                    | AAPG Bulletin V.62, No. 2                     | www.aapg.org  |
| 45 | 1976 | Variations of Density and porosity with Depth in Deep - Sea Sediments   | Edwin L. Hamilton                  | Journal of Sedimentary Petrology V. 46, No. 2 |               |
| 46 | 1976 | Thickness of Removed Sedimentary Rocks, Paleopore Pressure, and Paleotemperature, Southwestern Part of Western Canada Basin             | Kinji Magara                       | AAPG Bulletin V. 60, No. 4                    | www.aapg.org  |
| 47 | 1974 | Thickness Changes in Sedimentary Layers During Compaction History; Methods for Quantitative Evaluation                                  | Raymond Perrier & Jacques Quiblier | AAPG Bulletin V. 58, No. 3                    | www.aapg.org  |
| 48 | 1974 | Effect of Cambridge - Chadron Structural Trend on Paleozoic and Mesozoic Thickness, Western Nebraska                                    | Vinton A. Moore & Robert B. Nelson | AAPG Bulletin V. 58, No. 2                    | www.aapg.org  |

|    |      |  |  |  |              |
|----|------|--|--|--|--------------|
| 49 | 1968 | An Engineering Interpretation of Seismic Data  | E. S. Pennebaker                               | SPE 2165                                     | www.spe.com  |
| 50 | 1968 | Seismic data indicate depth, magnitude of abnormal pressures                               | E.S. Pennebaker                                | World Oil No 7                               |              |
| 51 | 1965 | Estimation of Formation Pressures from Log - Derived Shale Properties                      | C. E. Hottman & R. K. Johnson                  | SPE 1110                                     | www.spe.com  |
| 52 | 1963 | Acoustic Character Logs and Their Applications in Formation Evaluation                     | G. R. Pickett                                  | Journal Of Petroleum Technology V. 15, No. 6 |              |
| 53 | 1961 | Geological Factors Influencing Porosity Estimates From Velocity Logs                       | Roberto Sarmiento                              | AAPG Bulletin V. 45, No. 5                   | www.aapg.org |
| 54 | 1958 | Sound Velocity vs. Temperature in Water - Saturated Sediments                              | George Shumway                                 | Geophysics V. 23, No. 3                      |              |
| 55 | 1958 | An Experimental Investigation of Factors Affecting Elastic Wave Velocities in Porous Media | M. R. Wyllie, A. R. Gregory & G. H. F. Gardner | Geophysics V. 23, No. 3                      |              |
| 56 | 1956 | Elastic Wave Velocities in Heterogeneous and Porous Media                                  | M. R.J. Wyllie, A. R. Gregory & W. Gardner     | Geophysics V. 21, No. 1                      |              |
| 57 | 1930 | Density, Porosity, and Compaction of Sedimentary Rocks                                     | L. F. Athy                                     | AAPG Bulletin V.14, No. 1                    | www.aapg.org |