



Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado en Geofísica

**MODELADO COMPARATIVO  
DE COEFICIENTES POROELÁSTICOS ANISÓTROPOS  
EFECTIVOS Y MAGNITUDES RELACIONADAS PARA LA  
CARACTERIZACIÓN DE LUTITAS ORGÁNICAS**

*Autora: Oksana Bokhonok*

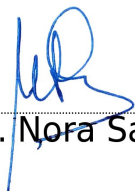
*Directora: Dra. Claudia L. Ravazzoli*

La Plata, Argentina  
Junio, 2015

La presente Tesis de Grado en Geofísica ha sido evaluada por el siguiente Jurado Examinador:



.....  
Dra. Patricia Gauzellino



.....  
Dra. Nora Sabbione



.....  
Dra. Claudia Ravazzoli

Me gustaría agradecer en esta oportunidad a todos aquellos que me han acompañado todo este tiempo:

Agradezco a mi directora de tesis, Claudia Ravazzoli, por su dedicación, por apoyarme y guiarme para hacer posible la realización de este trabajo.

Gracias a los docentes de la facultad por el trabajo que realizan día a día.

Agradezco a todos mis amigos y especialmente a mi amiga y compañera Micaela Maugeri por las tardes de estudio y el apoyo incondicional.

A mi compañero de vida y mi mejor amigo Carlos Alfredo Blanco y a mi familia.

Gracias a Daniel Lorenzo y Eduardo Corti, por tener la mejor predisposición para las consultas.

Gracias al Estado Nacional Argentino, por la educación gratuita.

# Índice

## 1 Introducción

1.1 Motivaciones.	1
1.2 Objetivos de la Tesis.	1
1.3 Descripción de capítulos.	3

## 2 Anisotropía

2.1 Introducción.	5
2.2 Ley de Hooke.	6
2.3 Notación de Voigt.	8
2.4 Simetrías.	10
2.5 Orígenes de anisotropía en las rocas.	11

## 3 Caso particular: VTI

3.1 Introducción.	14
3.2 Simetría tipo VTI y tensor elástico que la describe.	15
3.3 Ecuaciones de velocidades de fase.	17
3.4 Aproximación de anisotropía débil, parámetros de Thomsen.	18
3.5 Módulos Elásticos Dinámicos.	18

## 4 Lutita negra orgánica

4.1 Introducción.	22
4.2 Composición mineralógica de las lutitas.	23
4.3 Origen y anisotropía de las lutitas orgánicas.	24
4.4 Procedencia de las lutitas ricas en materia orgánica.	26
4.5 Carbono orgánico total.	27
4.6 Querógeno.	28
4.7 Caracterización de reservorios tipo shale.	30

## 5 Zona de Estudio

5.1 Introducción.	32
-------------------	----

5.2 Zona geográfica.	33
5.3 Descripción geológica.	34
5.4 Datos utilizados.	35
6 Modelos	
6.1 Introducción.	38
6.2 Definiciones.	39
6.3 Modelo de Promediación de Backus.	40
6.4 Modelo de matriz inorganica.	41
6.5 Modelo de Ciz y Shapiro.	43
6.6 Flujos de trabajo.	44
7 Resultados y conclusiones	
7.1 Análisis de la sensibilidad de las velocidades al contenido de querógeno.	46
7.2 Parámetros de Thomsen.	49
7.3 Módulo de Young, razón de Poisson y los coeficientes combinados.	51
7.4 Velocidades anisótropas para la saturación querógeno -petróleo.	57
7.5 Conclusiones.	60
8 Anexo	62
9 Referencias	65

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1 Motivaciones.

Como es sabido, durante los últimos años ha crecido el interés en la exploración y explotación de reservorios de hidrocarburos no convencionales, tales como las lutitas ricas en materia orgánica, los que son considerados importantes reservas. Estas formaciones, que pueden considerarse como roca madre, sello y reservorio, están compuestas principalmente por minerales (como arcilla, cuarzo, feldespato, mica, carbonatos, etc.) y materia orgánica (querógeno) en proporciones variables, además de fluidos porales. La producción de hidrocarburos en este tipo de medios requiere de técnicas especiales, tales como el fracturamiento hidráulico, que involucra un mecanismo de ruptura extensional. Para practicar tales procedimientos es fundamental conocer el grado de fragilidad de la roca, siendo generalmente aceptado que puede cuantificarse mediante su módulo de Young, coeficiente de Poisson y atributos combinados (Sharma y Chopra, 2012, Holden et al. 2013). La utilización de las herramientas de la física de rocas para el modelado y la estimación de dichas propiedades así como las velocidades sísmicas en estos ambientes son temas de gran interés en la actualidad.

### 1.2 Objetivos de la Tesis

Es un hecho conocido que las lutitas orgánicas generalmente se caracterizan por tener una textura interlaminada de finas partículas de arcilla y materia orgánica a escalas microscópicas. Esta estratificación en la microescala, da lugar a un comportamiento elástico anisótropo en estos medios a escalas del orden de las longitudes de onda de la señal sísmica.

Los efectos de la anisotropía se observan en las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en estas rocas, siendo menores en la dirección normal que en la paralela a la estratificación. El modelo elástico que mejor representa este comportamiento es el de simetría hexagonal o isotropía transversal vertical (conocido como “VTI”), con un eje de simetría rotacional perpendicular al plano de estratificación (Vernik y Nur, 1992; Vernik y Liu, 1997). Comprender la relación entre los módulos elásticos, velocidades y otros atributos con parámetros tales como contenido de querógeno, saturación de fluidos, porosidad, orientación, etc. es un tópico muy importante en física de rocas. Esto ha motivado el interés de numerosos autores tales como Carcione et al. (2011), Sayers (2013a,b), Khadeeva y Vernik (2014), Yenugu y Han (2013), entre otros.

Con este propósito, en esta Tesis la lutita rica en materia orgánica se modela como un medio poroelástico efectivo transversalmente isótropo, compuesto por minerales de arcilla, querógeno y petróleo. Siguiendo las ideas y procedimiento presentados por Carcione et al. (2011), se implementarán los modelos propuestos por Ciz y Shapiro (2007) y la teoría clásica de promediación de Backus (1962). El promedio de Backus (1962), basado en un esquema de capas alternas (resultante en un medio VTI), por su simplicidad algebraica es el más utilizado en la práctica. El modelo de Ciz y Shapiro (2007) es mucho más complejo de implementar pero vale para anisotropías mas generales y no implica una distribución geométrica específica para las distintas fases. Constituye una generalización anisótropa de las teorías de Gassmann (1951) y Brown y Korringa (1975) cuando parte del espacio poral se considera ocupado por una fase sólida (el querógeno en este caso).

Basándonos en consideraciones energéticas, se analizan en cada caso los rangos de validez de estos modelos. Usando ambos modelos se calculan las velocidades de propagación de las ondas elásticas y los parámetros de anisotropía de Thomsen (1986). Estos últimos son ampliamente aceptados y utilizados en estudios sísmicos para caracterizar el grado de anisotropía a partir de datos sísmicos de campo.

Por otro lado, teniendo en cuenta que es sabido que la fragilidad-ductilidad de estas rocas es muy sensible al contenido de querógeno, se calculan el módulo de Young, el coeficiente de Poisson y atributos combinados, utilizando las relaciones isótropas clásicas como las anisótropas, según las direcciones paralela y normal a la estratificación (Thomsen, 2013, Sayers 2013b). Estos coeficientes son de gran importancia para la caracterización y planificación de la fracturación hidráulica de este tipo de rocas y por lo tanto contar con modelos cuantitativos que permitan estimar estas propiedades a partir de datos observables es de sumo interés.

En todos los casos se analizará en forma comparativa la sensibilidad de las magnitudes derivadas respecto del contenido de querógeno en la formación. Para los cálculos, los modelos serán calibrados para las lutitas negras de la formación Bakken (cuenca Williston, EEUU), usando la información provista por Vernik y Nur (1992) y Carcione et al. (2011).

## 1.3 Descripción de capítulos

A continuación se describe la estructura de la Tesis, la que consta de siete capítulos y un Apéndice.

En el Capítulo 2, vamos a realizar una breve reseña de los conceptos básicos necesarios para trabajar con anisotropía. Partiendo de cómo se define la anisotropía desde el punto de vista sísmico, y veremos cómo puede ser representada utilizando las herramientas clásicas: la Ley de Hooke, la notación de Voigt (utilizada para simplificar la notación tensorial), las distintas simetrías de anisotropía que pueden ser encontrados en una roca y sus orígenes posibles.

En el Capítulo 3 entraremos de lleno a estudiar el caso particular del medio *isótropo transversal*, conocido como medio TI que consta de un eje de simetría rotacional y mas específicamente el modelo VTI (*isótropo transversal vertical*), cuando el eje de simetría es vertical. Veremos como se simplifica el tensor de coeficientes elásticos en este caso y el cálculo de las velocidades de fase en función de los coeficientes elásticos de rigidez. Luego,



describiremos los parámetros de Thomsen (1986), los que son de gran importancia pues pueden ser derivados de las mediciones de campo y son indicadores de grado de anisotropía de la formación. Además definiremos el módulo de Young y razón de Poisson, en sus formas isótropas y anisótropas.

En el capítulo 4, analizaremos las rocas típicas de un yacimiento no convencional, que son las lutitas ricas en materia orgánica, veremos las distintas combinaciones mineralógicas posibles con un ejemplo de clasificación. Veremos la forma de cuantificar el Contenido Orgánico Total (COT) y cómo se relaciona con el querógeno presente en la lutita. Por otro lado, analizaremos las condiciones óptimas para la formación de las lutitas orgánicas ideales para la extracción de hidrocarburos. Y por último, veremos la serie de parámetros comúnmente utilizados para caracterizar un reservorio de este tipo.

En el capítulo 5 nos ubicaremos en la zona geográfica y veremos una breve descripción geológica de la cuenca Williston (EEUU) y describiremos el sistema petrolero Bakken. Además se incluye información de laboratorio medida por Vernik y Nur (1992) sobre muestras de la lutita de Bakken, usada posteriormente en los modelos.

En el capítulo 6 se describen los modelos anisótropos propuestos por Ciz y Shapiro (2007), la teoría clásica de promediación de Backus (1962) y la generalización anisótropa del modelo de Krief et al. (1990) para obtener las propiedades elásticas de la matriz seca. Asimismo se ilustran los diferentes diagramas de flujo de trabajo a utilizar.

Finalmente, en el Capítulo 7 se implementan y utilizan los modelos mencionados para calcular velocidades elásticas, parámetros de anisotropía, módulo de Young, razón de Poisson y atributos combinados. Se discuten los resultados y se presentan las conclusiones.

Al final del trabajo se incluye un Apéndice con los desarrollos matemáticos del modelo de Ciz y Shapiro (2007).

# Capítulo 2

## Anisotropía

### 2.1 Introducción.

Se entiende por *anisotropía* a la variación de las propiedades de un material homogéneo en función de la dirección.

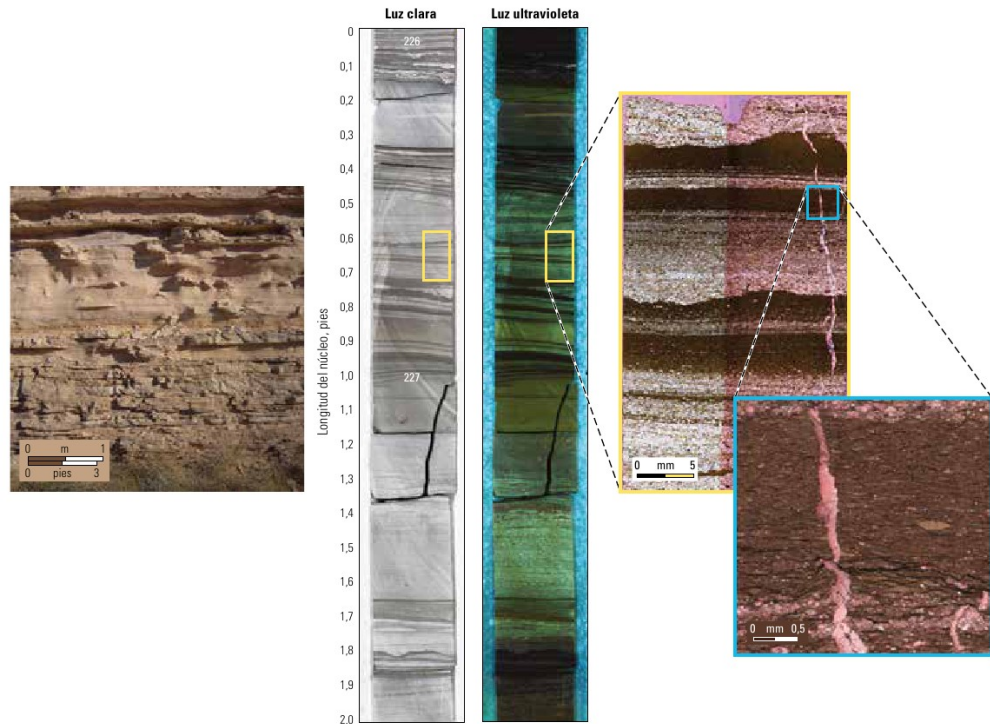
Si bien la anisotropía se encuentra presente en todas las rocas, y está estrechamente relacionada a la génesis de los medios entre otros factores, en los estudios sísmicos y sismológicos por diversas razones durante mucho tiempo se utilizaron las formulaciones isótropas.

Sin embargo en los últimos tiempos, en el ámbito de la geofísica de prospección con el constante crecimiento del interés en los yacimientos no convencionales, el tema se encuentra en el centro de atención de numerosos investigadores alrededor del mundo.

Es importante discernir entre la anisotropía y la inhomogeneidad. Las definiciones más generales para los dos conceptos pueden ser formuladas de la siguiente forma: un medio presenta anisotropía cuando las propiedades medidas en la misma posición varían según la dirección, mientras que en caso de la inhomogeneidad, las propiedades medidas en la misma dirección varían con la posición.

Aunque son conceptos diferentes es importante resaltar la estrecha relación entre los mismos. Resulta que la anisotropía es originada a partir de la inhomogeneidad, y este hecho tiene que ver con la elección de la escala de trabajo. Por ejemplo, si la escala de trabajo es la longitud de onda sísmica, la inhomogeneidad de dimensión mucho menor a la longitud de onda utilizada va a producir en el medio un comportamiento anisótropo homogéneo.

La Figura 2.1.1, tomada de Glaser K. et al. (2014), muestra un ejemplo de la multiplicidad de escalas presentes en una formación. En este caso se muestra el afloramiento de la lutita de Eagle Ford (Cañon Lozier, Condado de Terrell, Texas) (izquierda), las imágenes de testigo corona en luz clara y luz ultravioleta (centro) y de una pequeña sección (a la derecha), correspondiente a la lutita Eagle Ford inferior en el pozo 1 de BP-Schlumberger.



*Figura 2.1.1: Figura tomada de Glaser K. et al. (2014). Se muestra un ejemplo de diversas escalas presentes en las Lutitas.*

## 2.2 Ley de Hooke.

Para poder describir la anisotropía presente en las rocas, nos vamos a valer de las magnitudes observables, tales como las velocidades sísmicas o velocidades sónicas medidas en el pozo o en una muestra de laboratorio y densidades. La misma se llevará a cabo utilizando la formulación clásica general de la elasticidad lineal (la Ley de Hooke) y las ecuaciones de movimiento asociadas.

Si la relación entre el tensor de tensiones y tensor de deformaciones es lineal, la forma más general de representarla es mediante la Ley de Hooke generalizada, siendo la última una relación constitutiva para el material que tiene la forma:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (2.2.1)$$

donde vale la convención de suma sobre los subíndices repetidos  $k, l$ , que varían entre 1 y 3. Denotamos  $\sigma_{ij}$  a los elementos del tensor de tensiones de segundo orden,  $\varepsilon_{kl}$  a los elementos del tensor de deformaciones de segundo orden y  $c_{ijkl}$  son los elementos del *tensor de rigidez elástica* (elastic stiffness tensor) de cuarto orden.

Como hemos supuesto que el medio es homogéneo, los elementos  $c_{ijkl}$  no dependen de la posición, y tampoco dependen de la deformación, ya que es una relación lineal.

Tanto el tensor de deformaciones como el tensor de tensiones, tienen 9 elementos independientes cada uno y el tensor de rigidez elástica tiene 81 elementos. Debido a los requerimientos de simetría  $c_{ijkl} = c_{jikl} = c_{ijlk} = c_{jilk}$ , el número de coeficientes elásticos independientes se reduce a 36.

Si consideramos que la densidad de la energía de la deformación está dada por la expresión:

$$U = \frac{1}{2} \sigma_{ij} \varepsilon_{ij} \quad (2.2.2)$$

Reemplazando  $\sigma_{ij}$  por la ecuación (2.2.1), diferenciando y despejando, se obtiene (Aki K. y Richards P., 2002):

$$c_{ijkl} = \frac{\partial^2 U}{\partial \varepsilon_{ij} \partial \varepsilon_{kl}} \quad (2.2.3)$$

La existencia de una función que satisfaga la relación 2.2.3 está asegurada tanto en condiciones isotérmicas como adiabáticas. Se puede ver que al cambiar el orden de diferenciación el resultado de la ecuación 2.2.3 no varía, luego  $c_{ijkl} = c_{klij}$ . Con lo cual la cantidad de elementos independientes se reduce a 21. Este

constituye el menor grado de simetría de un medio anisótropo. Las restricciones adicionales permiten aumentar más aún el grado de simetría, hasta llegar al caso isótropo, donde el medio queda caracterizado por dos constantes elásticas independientes, las constantes de Lamé (  $\lambda$  y  $\mu$  ).

Alternativamente, el tensor de deformaciones puede ser expresado como función de tensor de tensiones según la expresión:

$$\varepsilon_{ij} = s_{ijkl} \sigma_{kl} \quad (2.2.4)$$

Donde  $s_{ijkl}$  es un tensor de cuarto orden. En adelante nos referiremos a este tensor, como *tensor de elasticidad* (elastic compliance tensor). Tiene la misma simetría y es inverso del tensor elástico de rigidez (elastic stiffness tensor), es decir:

$$s_{ijkl} c_{klmn} = I_{ijmn} \quad (2.2.5)$$

Tanto el tensor de rigidez elástica como el tensor de elasticidad deben ser definidos positivos.

Para poder simplificar la notación, resulta conveniente el uso de la notación abreviada introducida por Voigt.

## 2.3 Notación de Voigt.

La notación abreviada de Voigt consiste en mapear los subíndices de las componentes de los tensores de la siguiente forma:

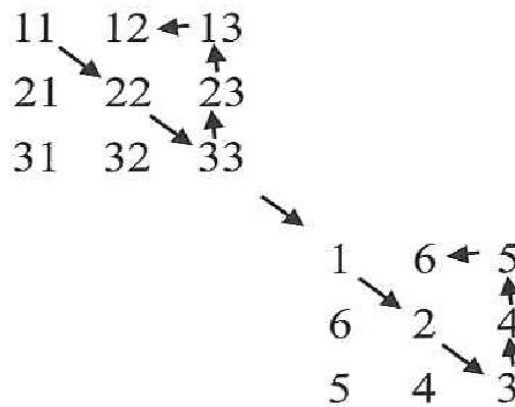
$$\sigma_I = \sigma_{ij}; \varepsilon_J = (2 - \delta_{kl}) \varepsilon_{kl}, \text{ con } I, J = 1, 2, \dots, 6 \text{ y } i, j, k, l = 1, 2, 3$$

$$I = i \delta_{ij} + (1 - \delta_{ij})(9 - i - j) ; J = k \delta_{kl} + (1 - \delta_{kl})(9 - k - l) \quad (2.3.1)$$

Que es equivalente a contraer los subíndices como se muestra en la Figura 2.3.2

$$\begin{array}{rcl}
 (ij)o(kl) & I o J & \\
 11 \rightarrow & 1 & \\
 22 \rightarrow & 2 & \\
 33 \rightarrow & 3 & \\
 23,32 \rightarrow & 4 & \\
 13,31 \rightarrow & 5 & \\
 12,21 \rightarrow & 6 & 
 \end{array} \tag{2.3.2}$$

Una forma sencilla de recordar la transformación es la siguiente:



La razón por la cual esta transformación es tan importante, es que ahora nosotros podemos escribir la matriz de módulos de rigidez  $C_{IJ}$  en una forma más compacta.

Reescribimos la ecuación 2.2.1 usando la notación propuesta en 2.3.2:

$$\sigma_I = c_{IJ} \varepsilon_J \tag{2.3.3}$$

Podemos escribir la matriz  $\mathbf{C}$  explícitamente, tomando en cuenta que es simétrica, resultando:

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{14} & c_{24} & c_{34} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{15} & c_{25} & c_{35} & c_{45} & c_{55} & c_{56} \\ c_{16} & c_{26} & c_{36} & c_{46} & c_{56} & c_{66} \end{bmatrix} \tag{2.3.4}$$

De la misma forma, la notación puede ser aplicada al tensor de coeficientes de elasticidad.

En adelante, cuando utilizemos los subíndices (ij), nos estaremos refiriendo a los subíndices de Voigt (IJ).

## 2.4 Simetrías.

Para caracterizar la anisotropía desde la velocidad de propagación de estas ondas, es necesario entender el comportamiento del material que se está estudiando, en este caso las rocas, las cuales tienen, de acuerdo a su constitución, un tipo de simetría específico (Rueda J. et al., 2010).

Existen distintas propiedades que pueden definir un tipo de simetría, entre ellos: ejes de rotación, planos de reflexión o centros de inversión. Y estas son simple combinación de rotaciones y reflexiones. Las propiedades de uno de los grupos de simetría que posee un sólido homogéneo en principio puede ser distinguido experimentalmente, midiendo sus propiedades elásticas. Cada uno de los sistemas de simetría esta asociado con un tensor de rigidez diferente (Winterstein D.F., 1990).

Anteriormente mencionamos , que la mínima simetría de un medio anisótropo requiere 21 constantes elásticas independientes. La simetría puede ser aumentada al agregar restricciones al medio hasta llegar a tener un medio isótropo.

Con lo cual, el medio *isótropo*, es el de mayor simetría y puede demostrarse que queda caracterizado por dos constantes elásticas independientes, como ya se mencionó. Esta representación, si bien resulta una buena aproximación de partida y provee una herramienta muy útil para el estudio de la propagación de las ondas elásticas, no resulta suficiente para poder explicar y modelar el comportamiento observado en los datos (Thomsen L., 2002).

La simetría que sigue en cantidad de constantes independientes, es la *cúbica*. En este caso cada plano cartesiano es

alineado con el plano de simetría de material (Mavko G. et al., 2009) y tiene tres constantes elásticas independientes. Exceptuando el caso de mineral de halita (sal de mesa), esta simetría no es de interés geofísico (Thomsen L., 2002).

Luego, el modelo de mayor simetría que puede describir ciertos medios geológicos de forma mas precisa, es el modelo de simetría *transversalmente isótropa* (TI), o también llamada hexagonal en cristalografía. Se caracteriza por tener simetría rotacional respecto de un eje.

Dependiendo de si el eje de simetría es vertical, horizontal o en un ángulo, la simetría se denomina tipo *VTI*, *HTI* o *TTI*, respectivamente. En caso de VTI y HTI tenemos cinco constantes independientes.

Aumentando el grado de anisotropía (o equivalentemente, disminuyendo el grado de simetría), tendremos las simetrías de tipo *ortorrómbico*, *monoclínico* y *triclínico*, de 9, 13 y 21 constantes independientes, respectivamente.

En general para poder identificar el sistema de simetría de la roca, se requiere un estudio detallado de la misma.

## 2.5 Orígenes de anisotropía en las rocas.

La anisotropía observada en las rocas se debe a diversos factores, que toman sus raíces en la génesis y la historia geológica de las mismas. La mayoría de las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas son anisótropas.

La simetría de un medio geológico es influenciado por:

- *Anisotropía intrínseca cristalina: los cristales de cada mineral tienen una simetría característica, asociada a su estructura atómica. Estas simetrías fueron bien estudiadas por Auld (1973).*



Simetría	Ejemplos	
	Rocas Sedimentarias	Rocas Igneas
Isótropo	Rocas compuestas de granos iguales, ejemplo: arenisca con granos de cuarzo esféricos carentes de orientación cristalográfica predominante.	Rocas compuestas de granos orientados aleatoriamente. Ejemplo: algunos granitos y basaltos.
TI	Sedimentos estratificados con granos iguales o desiguales. Ejemplo: lutitas y calizas.	Rocas con estructuras laminares o estratificados no lineales o estructuras puramente lineales, estructuras de flujo. Ejemplo: rocas intrusivas y flujos de lavas.
Ortorrómico	Esquistos, secuencias de capas delgadas horizontales afectadas por un sistema de fracturas paralelas y verticales	
Monoclínico	Sedimentos estratificados que contienen estructuras lineales. Material afectado por dos familias no ortogonales de fracturas paralelas. Ejemplos: grauvacas[3], yeso, imbricaciones y lineaciones de granos.	Rocas que contienen estructuras lineales y laminares de flujo. Ejemplos: algunas rocas plutónicas y volcánicas.
Triclínico	Sedimentos laminados que contienen estructuras lineales y no paralelas. Estructuras de flujo. Medios con múltiples sistemas de fracturas.	Rocas que contienen estructuras irregulares de flujo

*Tabla 2.5.1: Tabla modificada de la Figura 4.2.2-3 del Rasolofosaon P. y Zinszner B. (2014), se dan algunos ejemplos de simetrías presentes en las rocas sedimentarias e ígneas.*

[3] *grauvaca* es una variedad de arenisca caracterizada por su dureza, color grisáceo y presencia de granos angulosos de cuarzo y feldespato (Duarte, 2010).

- La fábrica de la roca, o sea la configuración espacial y geométrica de todos los elementos que componen la roca y en general la presencia de componentes o estructuras heterogéneas (como estratificación) espacialmente organizadas en escalas menores que una longitud de onda elástica.
- La presencia de defectos mecánicos, como fracturas, grietas, uniones entre los granos, que se deben a paleo esfuerzos o bien creadas por esfuerzos actuales.
- El estado tensional del medio, dado por el campo actual de esfuerzos.

Con lo que se refiere a fábrica de la roca y en general estructuras espaciadas y alineadas, sólo algunos de los grupos de simetría pueden ser encontrados dentro de la fábrica de las rocas.

Los tipos de simetría más comunes a esperar, son: isótropa, transversalmente isótropa, ortorrómbica, monoclinica y triclinica. Observemos que sin la presencia de fracturas/ fisuras, o en general algún tipo de defecto mecánico, la simetría ortorrómbica es raramente encontrada.

En la tabla 2.5.1, modificada de la Figura 4.2.2-3 de Rasolofosaon P. y Zinszner B. (2014), se dan algunos ejemplos de simetrías presentes en las rocas sedimentarias e ígneas.

# Capítulo 3

## Caso particular: VTI

### 3.1 Introducción.

El modelo de anisotropía a considerar para las aplicaciones que analizaremos en esta Tesis, corresponde al comportamiento *isótropo transversal vertical*, conocido como VTI por sus siglas en inglés. La elección de esta simetría fue un proceso de evaluación en función de lograr una buena representación de la geología, contar con acceso a los parámetros necesarios para implementar el modelado y el interés y factibilidad de aplicación en el campo de la exploración y caracterización de reservorios.

Un modelo de simetría de tipo VTI constituye una buena primera aproximación para el comportamiento de una *lutita negra orgánica* como señalan Vernik y Nur (1992) y Vernik y Milovak (2011) entre otros, pudiendo mejorarse la representación, modelando con la simetría de tipo TTI (isotropía transversal con eje inclinado), o aplicando una matriz de rotación a un medio con la simetría VTI ya modelado usando las matrices de rotación de Bond (Mavko G. et al., 2009), para poder representar ambientes estructurales más complejos.

La simetría de tipo VTI es de tipo rotacional y no requiere de orientación en el campo, mientras que para un modelo de simetría tipo TTI, se requiere el conocimiento del ángulo y dirección de buzamiento de la capa.

Actualmente, existen formas para poder obtener los cinco coeficientes elásticos efectivos a partir de la inversión de los datos de pozo, como los publicados por Miller D. et al. (2012), o de las mediciones realizadas en el laboratorio.

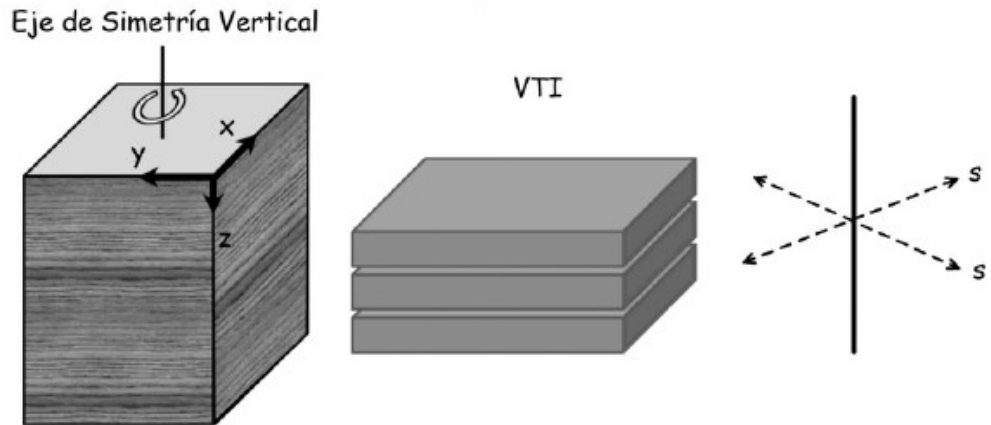


Figura 3.1.1: Representación de un medio con isotropía transversal con eje de simetría vertical, esquema de medios estratificados (Rueda J. et al., 2010).

### 3.2 Simetría tipo VTI y tensor elástico que la describe.

Una vez elegida la simetría, la matriz de coeficientes elásticos puede ser simplificada.

Para un medio de tipo VTI con eje vertical  $z$  (como se ilustra en la Fig. 3.1.1, el tensor de rigidez elástica sólo requiere cinco coeficientes independientes y toma la forma:

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix}, \text{ con } c_{66} = \frac{1}{2}(c_{11} - c_{12}) \quad (3.2.1)$$

Los correspondientes elementos no nulos del tensor de rigidez elástica (3.2.1), pueden ser escritos en función de los coeficientes de elasticidad y viceversa (intercambiando  $c$  y  $s$ ) en la forma (Carcione et al., 2011):

$$\begin{aligned}
c_{11} + c_{12} &= s_{33}/s \\
c_{11} - c_{12} &= s_{33}/(s_{11} - s_{12}) \\
c_{13} &= -s_{13}/s \\
c_{33} &= (s_{11} + s_{12})/s \\
c_{55} &= 1/s_{55}
\end{aligned} \tag{3.2.2}$$

con,

$$s = s_{33}(s_{11} + s_{12}) - 2s_{13}^2$$

además  $s_{66} = 4s_{1212}$  y  $s_{55} = 4s_{1313}$ , mientras  $c_{66} = c_{1212}$  y  $c_{55} = c_{1313}$ .

Los cinco coeficientes de rigidez pueden ser obtenidos a partir de la medición de cinco velocidades de propagación de ondas elásticas compresional (onda P) y de corte (ondas SV y SH):

$V_P(0^\circ), V_P(90^\circ), V_P(45^\circ), V_{SH}(90^\circ), V_{SH}(0^\circ) = V_{SV}(0^\circ)$ , mediante las relaciones (Mavko G. et al., 2009):

$$\begin{aligned}
C_{11} &= \rho V_P^2(90^\circ) \\
C_{12} &= C_{11} - 2\rho V_{SH}^2(90^\circ) \\
C_{33} &= \rho V_P^2(0^\circ) \\
C_{44} &= \rho V_{SH}^2(0^\circ)
\end{aligned} \tag{3.2.3}$$

$$C_{13} = -C_{44} + \sqrt{4\rho^2 V_{P(45^\circ)}^4 - 2\rho V_{P(45^\circ)}^2 (C_{11} + C_{33} + 2C_{44}) + (C_{11} + C_{44})(C_{33} + C_{44})}$$

donde los ángulos  $0^\circ$ ,  $45^\circ$  y  $90^\circ$  se miden respecto del eje de simetría vertical y el coeficiente  $\rho$  denota la densidad de masa del medio.

Consideraciones energéticas sobre la función energía de deformación requieren que para un material lineal elástico con simetría de tipo TI, se cumplan las siguientes condiciones (Carcione et al., 2011):

$$\begin{aligned}
c_{11} &> |c_{12}| \\
(c_{11} + c_{12})c_{33} &> 2c_{13}^2 \\
c_{55} &> 0
\end{aligned} \tag{3.2.4}$$

El cumplimiento de estas condiciones garantiza que la energía de deformación aumenta cuando el medio es deformado y serán usados para determinar la validez física de los coeficientes obtenidos a partir de diversos modelos.

### 3.3 Ecuaciones de velocidades de fase.

A partir de considerar la propagación de ondas en el plano que contiene el eje de simetría (eje z) del medio con simetría tipo TI, se obtiene la matriz de Kelvin-Christoffel. El resultado obtenido ilustra el efecto de anisotropía en la velocidad, en función de los coeficientes elásticos, la densidad del medio  $\rho$  y del ángulo  $\theta$  entre la normal al frente de onda y el eje de simetría (Thomsen, 1986):

$$\begin{aligned}
V_p^2(\theta) &= \frac{1}{2\rho} [C_{33} + C_{44} + (C_{11} - C_{33})\sin^2\theta + D] \\
V_{SV}^2(\theta) &= \frac{1}{2\rho} [C_{33} + C_{44} + (C_{11} - C_{33})\sin^2\theta - D] \\
V_{SH}^2(\theta) &= \frac{1}{\rho} [C_{44}\cos^2\theta + C_{66}\sin^2\theta]
\end{aligned} \tag{3.3.1}$$

Donde:

$$\begin{aligned}
D &= \left[ (K)^2 + 2[2(C_{13} + C_{44})^2 - (K)(G)]\sin^2\theta + [(G)^2 - 4(C_{13} + C_{44})^2]\sin^4\theta \right]^{\frac{1}{2}} \\
K &= C_{33} - C_{44} \\
G &= C_{11} + C_{33} - 2C_{44}
\end{aligned}$$

### 3.4 Aproximación de anisotropía débil, parámetros de Thomsen.

Podemos observar que las Ecuaciones 3.3.1 están expresadas en función de cinco coeficientes elásticos. Siguiendo las ideas y resultados de Thomsen L. (1986) podemos reescribirlas en función de dos coeficientes elásticos de rigidez (o equivalentemente, en función de velocidades verticales de ondas P y S) y tres medidas de anisotropía. Las últimas deben ser combinaciones apropiadas de los módulos elásticos y tienen que (1) simplificar las Ecuaciones 3.3.1, (2) ser adimensionales y (3) reducirse a cero para el caso isótropo (Thomsen L., 2002).

Los *parámetros de anisotropía* definidos por Thomsen (1986) cumplen las condiciones mencionadas previamente y tienen la siguiente forma:

$$\varepsilon = \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}} \quad (3.4.1)$$

$$\gamma = \frac{c_{66} - c_{55}}{2c_{55}} \quad (3.4.2)$$

$$\delta = \frac{(c_{13} + c_{55})^2 - (c_{33} - c_{55})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{55})} \quad (3.4.3)$$

Si estas magnitudes adimensionales son mucho menores que uno ( $\delta, \varepsilon, \gamma \ll 1$ ), se puede decir que se tiene *anisotropía débil*. Quedando los parámetros representativos de la misma de entre 10% y 20%. Sin embargo estos parámetros pueden ser utilizados para analizar cualquier tipo de anisotropía, sea débil o no (Thomsen L., 1986).

### 3.5 Módulos elásticos dinámicos.

Se definen como módulos elásticos dinámicos, aquellos que son calculados a partir de las velocidades elásticas y densidad, a

diferencia de los módulos calculados a partir de un experimento de tensión-deformación, que en general son estáticos (Mavko G. et al., 2009).

Una de las formas de encontrar los módulos dinámicos de Young y de Poisson es calculándolos a partir de velocidades (verticales y horizontales), utilizando la formulación isótropa como sigue:

$$E_0 = \rho V_s^2(0^\circ) \frac{3V_p^2(0^\circ) - 4V_s^2(0^\circ)}{V_p^2(0^\circ) - V_s^2(0^\circ)} \quad (3.5.1)$$

$$\nu_0 = \frac{V_p^2(0^\circ) - 2V_s^2(0^\circ)}{2V_p^2(0^\circ) - 2V_s^2(0^\circ)} \quad (3.5.2)$$

$$E_{90} = \rho V_s^2(90^\circ) \frac{3V_p^2(90^\circ) - 4V_s^2(90^\circ)}{V_p^2(90^\circ) - V_s^2(90^\circ)} \quad (3.5.3)$$

$$\nu_{90} = \frac{V_p^2(90^\circ) - 2V_s^2(90^\circ)}{2V_p^2(90^\circ) - 2V_s^2(90^\circ)} \quad (3.5.4)$$

Si se utilizan las ecuaciones (3.5.1), (3.5.2), (3.5.3) y (3.5.4) para calcular los módulos en el caso de un medio anisótropo, el resultado obtenido va a ser aparente y conllevará a un error de estimación (Thomsen L., 2013).

Pensando en los módulos elásticos anisótropos, tendríamos los módulos de Young horizontal y vertical  $E_{11}$  y  $E_{33}$ , con  $E_{11} = E_{22}$ , en el caso particular de VTI. Y por otro lado se tienen módulos de corte direccionales  $\mu_{13}$  y  $\mu_{12}$ , y razón de Poisson direccional  $\nu_{12}$  y  $\nu_{13}$ . Son únicamente 5 coeficientes independientes, ya que  $\nu_{12} = E_{11}/2\mu_{12} - 1$ . Luego el tensor de elasticidad puede ser escrito en función de los módulos elásticos, que se describe a continuación adoptando la notación de Thomsen L. (2013):



$$\bar{\mathbf{S}} = \begin{vmatrix} 1/E_{11} & -\nu_{12}/E_{11} & -\nu_{13}/E_{33} & 0 & 0 & 0 \\ -\nu_{21}/E_{11} & 1/E_{11} & -\nu_{13}/E_{33} & 0 & 0 & 0 \\ -\nu_{31}/E_{33} & -\nu_{31}/E_{33} & 1/E_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1/\mu_{13} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1/\mu_{13} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1/\mu_{12} \end{vmatrix} \quad (3.5.5)$$

En un trabajo reciente, Thomsen L. (2013) presentó una descripción del medio anisótropo a partir de parámetros isotropos *aparentes*, que pueden obtenerse a partir de mediciones de velocidad en la dirección vertical, por ej. mediante datos de pozo. Así obtuvo expresiones de los módulos de Young anisótropos y coeficientes de Poisson anisótropos en función de los módulos de Young y de Poisson aparentes y de los parámetros de anisotropía.

De esta manera los módulos de Young vertical verdadero ( $E_{33}$ ) y el horizontal verdadero ( $E_{11}$ ) quedan representados por módulos de Young aparentes corregidos por un factor que depende del grado de anisotropía del medio, en la forma:

$$E_{33} = E_0 + 4\rho v_o V_{p0}^2 (2\varepsilon v_o - \delta_w) - 8\rho \gamma v_o^2 V_{s0}^2 \quad (3.5.6)$$

$$E_{11} = E_0 + \rho V_{p0}^2 (1 - v_o) (2\varepsilon (1 - v_o) - 2v_o \delta_w) + 8\rho v_o (1 - v_o) V_{s0}^2 \gamma \quad (3.5.7)$$

Donde  $E_0$  es calculado a partir de la ecuación (3.5.1). Los coeficientes de Poisson verdaderos resultan:

$$\nu_{12} = \nu_0 + 2\rho \frac{V_{p0}^2}{E_0} (1 - \nu_0^2) [(1 - \nu_0)\varepsilon - \nu_0 \delta] - \frac{2\nu_0(1 - \nu_0^2 + 2\nu_0^3)}{(1 + \nu_0)} \gamma \quad (3.5.8)$$

$$\nu_{13} = \nu_0 - (1 - \nu_0) [4\nu_0 \varepsilon - \delta] + \frac{2\nu_0(1 - 3\nu_0)}{(1 + \nu_0)} \gamma \quad (3.5.9)$$

donde  $V_{p0} = V_p(0^\circ)$  y  $V_{s0} = V_s(0^\circ)$

Para poder estimar correctamente los módulos anisótropos, es imprescindible conocer con buena precisión y resolución los parámetros de Thomsen.

Las Ecuaciones (3.5.6), (3.5.7), (3.5.8), (3.5.9) serán utilizadas en el Capítulo 7 para analizar las discrepancias producidas al utilizar los módulos aparentes en un medio anisótropo.

# Capítulo 4

## Lutita negra orgánica

### 4.1 Introducción.

Las lutitas (más conocidas por su denominación en inglés como “*shales*”) constituyen entre el 60% y el 70% de las rocas sedimentarias de la corteza terrestre y forman la roca madre mas importante de la mayoría de los depósitos convencionales de hidrocarburos en todo el mundo. Debido a que las lutitas se forman a partir de lodo, frecuentemente se las llama lodolitas o fangolitas (Alexander T. et al., 2011).

A pesar de su abundancia, pocos depósitos de lutita pueden ser explotados para la extracción de hidrocarburos. Los objetivos de exploración de lutitas son los sedimentos ricos en *materia orgánica*, depositados y preservados bajo condiciones favorables para la generación de hidrocarburo. Al ser la lutita, una roca de ultra baja permeabilidad, el hidrocarburo permanece en su matriz sin poder migrar. De esta manera, la roca de estas características resulta ser generadora, sello y reservorio y necesita de técnicas de estimulación para producir hidrocarburos.

Este tipo de sistema petrolero se conoce como acumulación *no convencional*, dado que no es regido por la flotabilidad de los hidrocarburos frente al agua ni por la Ley de Darcy, como es el caso de los reservorios convencionales. Por dicho motivo, las acumulaciones no convencionales son continuas, de escala regional, independientes de la presencia de trampas estructurales y/o estratigráficas ( Askenazi A. et al., 2013).

A la luz de todas las publicaciones existentes, se puede decir que las propiedades de las lutitas orgánicas pueden ser muy variadas en función de la ubicación geográfica de la formación a la que pertenece la roca. Veamos algunos de los aspectos que deben ser evaluados cuidadosamente para determinar la viabilidad

económica del sistema petrolero.

## 4.2 Composición mineralógica de las lutitas.

La evaluación de la formación para caracterizar yacimientos no convencionales depende en gran medida de la comprensión de la mineralogía de la roca.

Las lutitas son medios porosos complejos compuestos por facies entrelazadas de fluidos y arcillas con inclusiones de minerales en forma de silt, tales como cuarzo, feldespato y pirita, cementados por calcita (Hornby B. et al., 1994).

Existen diversas clasificaciones (que no toman en cuenta el contenido orgánico), una de ellas presentada por geólogos de Schlumberger (Figura 4.2.1), definida por un diagrama ternario denominado sCore. El mismo se basa en relaciones establecidas entre las muestras de testigos coronas (cores) y los registros, utilizando la arcilla, la combinación QFM (cuarzo, feldespato y mica) y los carbonatos como puntos extremos.

Como sucede con otras rocas sedimentarias, las composiciones de las lutitas que contienen material orgánico oscilan entre un predominio de silicatos y un predominio de carbonatos, con cantidades variables de minerales de arcilla (Allix P. et al., 2010).

Es útil analizar el tipo y cantidad de arcilla presente en la formación, ya que puede ser utilizado como indicador de ductilidad, lo que es importante a los fines de la explotación ya que las lutitas dúctiles son más propensas a requerir material apuntalante en las operaciones de fracturamiento. Por ejemplo, la presencia de illita es un indicador de rocas quebradizas que no reaccionan con el agua, mientras que la presencia de esmectita generalmente indica rocas dúctiles y además, al contacto con el agua se hincha e inhibe la producción.

### Clasificación sCore

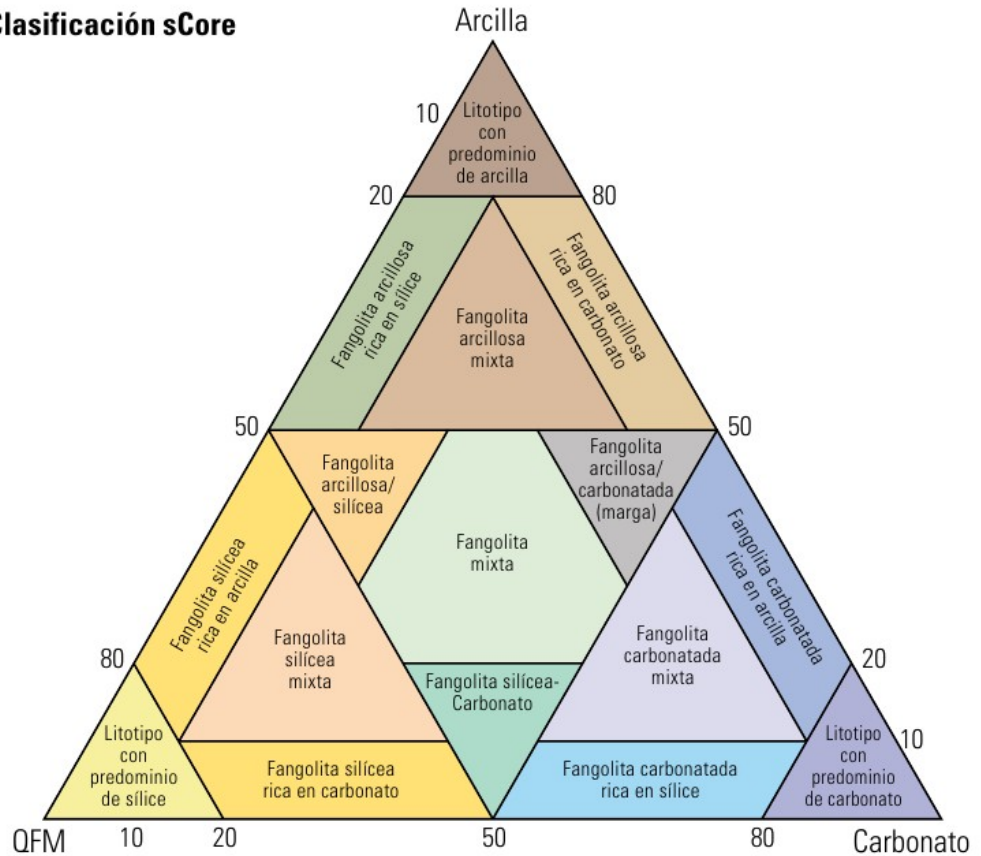


Figura 4.2.1: Clasificación de fangolitas sCore, tomada de Boyer Ch. et.al. (2007)

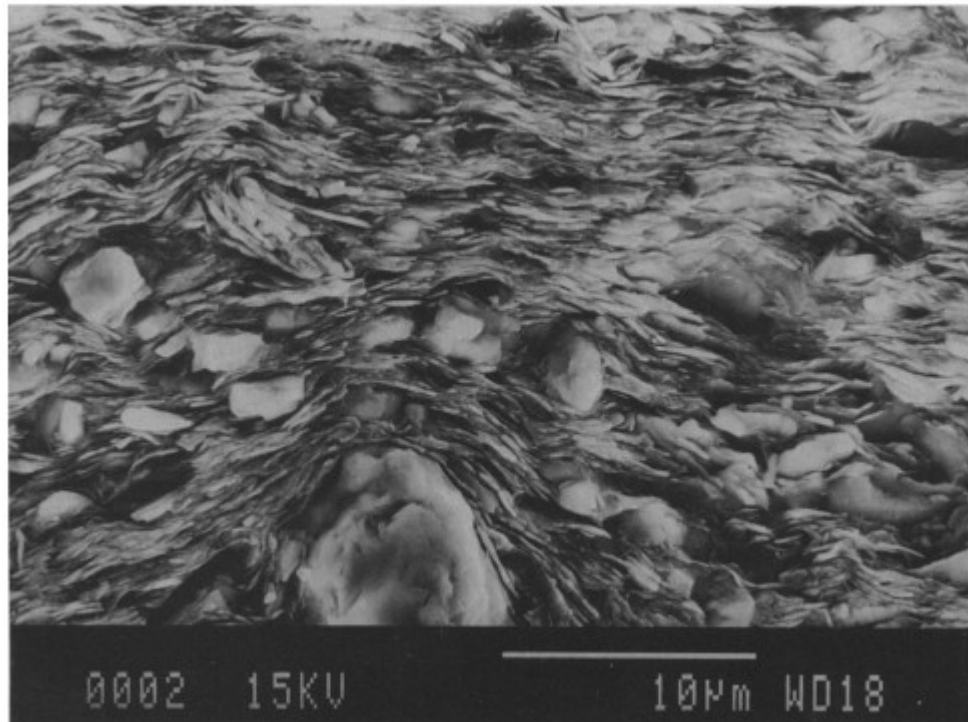
### 4.3 Origen y anisotropía de lutitas orgánicas.

La composición y fábrica de las rocas afecta la anisotropía intrínseca de las mismas. Y una de las preguntas a responder en este capítulo, es: ¿qué simetría tiene el tensor elástico que describe las propiedades de una lutita?

Basándose en la petrografía y observaciones de imágenes SEM (microscopía de barrido electrónico), Vernik y Landis (1996) describen la textura de lutitas ricas en materia orgánica, como compuesta por estratificación a escala micrométrica de material inorgánico (la lutita propiamente dicha), con material orgánico sólido, denominado *querógeno* (Sayers C., 2013a). Otros expertos observaron la distribución de los compuestos de la roca, como

patches de querógeno ocupando espacios discretos dentro de la matriz inorgánica de la lutita (Qian K. et al., 2014).

Por otro lado, las partículas de arcilla pueden ser alineadas con una orientación azimutal preferencial lo que nos daría una simetría de tipo ortorrómbico. Pero, tras realizar una serie de mediciones de velocidades ultrasónicas en la formación de tipo shale, se encontró que la simetría más representativa es de tipo VTI. Hornby (1994) sugiere que cualquier efecto de alineación azimutal de las partículas de las arcillas es pequeño en comparación con la anisotropía inducida por la alineación de las arcillas en planos de estratificación.



*Figura 4.3.1: Imagen de escaneo electrónico microfotográfico de una lutita publicado en Hornby et al. (1994). Las partículas laminadas son minerales de arcilla, mientras que las partículas mas grandes, casi esféricas, son las de limo (silt).*

Si bien la alineación de las arcillas es una de las principales causas de su anisotropía intrínseca, existen otras razones que refuerzan o debilitan las propiedades inducidas en el medio por las mismas. Algunas de ellas son: alineación de poros no esféricos,

alineación de microfracturas y laminación de material orgánico.

Las fábricas características son controladas por su entorno de depositación y los procesos físicos, químicos y biológicos, que actúan sobre los sedimentos, antes, durante y después de la depositación. Otros factores de influencia son el efecto de compactación mecánica por soterramiento y el contenido de limo (Silt).

#### 4.4 Procedencia de las lutitas ricas en materia orgánica.

Veamos cuales son las condiciones óptimas que se tienen que dar en el ambiente de depositación para la generación de una lutita orgánica.

La lutita orgánica, es una roca sedimentaria que alguna vez fue lodo depositado en el fondo de aguas generalmente quietas, como extensas zonas lacustres y fondo oceánico. Este lodo es un compuesto de plancton marino rico en carbonatos, fosfatos y silíceas, sepultado bajo sedimentos sucesivos. La roca orgánica referida tiene características biogénicas, ya que en su formación intervino la actividad de organismos vivos.

Un ambiente carente de oxígeno, inhóspito para la mayoría de los organismos vivos, es el hábitat de las bacterias anaeróbicas. Incapaces de consumir la materia orgánica de forma eficiente, dejan la gran parte de material orgánico intacto.

La Figura 4.4.1, tomada de Alexander et al. (2011), ilustra un ejemplo de acumulación de sedimentos, ricos en la materia orgánica que ocurre en condiciones anóxicas en el Mar Negro. El mismo se encuentra estratificado en una capa oxidada y una zona inferior anóxica, debido a las diferencias en la salinidad y en la densidad de agua dulce proveniente de los ríos y agua salada, proveniente del Estrecho de Bósforo. La mezcla se encuentra limitada de los 100 a 150 metros superiores. En consecuencia, el agua del fondo llega a renovarse una vez en miles de años. En estas

condiciones, las bacterias anaeróbicas prosperan en el fondo, extrayendo el oxígeno de los sulfatos y emitiendo sulfuro de hidrógeno como producto residual. El último puede reaccionar con el hierro en los sedimentos para formar pirita, la cual se observa con frecuencia en los depósitos de las lutitas ricas en contenido orgánico.

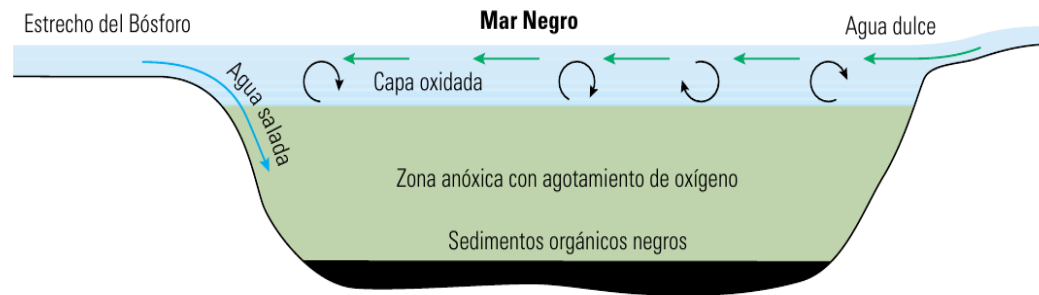


Figura 4.4.1: Figura tomada de Alexander et al. (2011), muestra de forma esquemática el ejemplo de acumulación de sedimentos negros, ricos en materia orgánica que ocurre en condiciones anóxicas en el Mar Negro.

## 4.5 Carbono orgánico total.

El carbono total en una muestra de lutita incluye carbono de origen *orgánico* e *inorgánico*. La fracción inorgánica generalmente se asocia a la presencia de minerales carbonatos tales como calcita, dolomita, y siderita.

Una lutita orgánica, por definición, tiene que contener cierta fracción de *carbono de origen orgánico*. El *carbono orgánico total* (COT) determina el potencial de recursos en una lutita y es un parámetro muy importante para su caracterización. Las rocas con mayores valores de COT son más ricas en materia orgánica. En la exploración se buscan rangos de entre 2% a 10%. Siendo las rocas con valores de COT inferiores son considerados de potencial de producción muy pobre (< 0.5 %), pobre (0.5-1%) y medio (1-2%), y los valores superiores a 10%, correspondiente a lutitas demasiado inmaduras para el desarrollo.



Para cuantificar el carbono presente en una muestra, se utiliza la técnica de combustión (conocida como pirólisis). Primero se trata una pequeña parte de la muestra de roca con ácido fosfórico para eliminar el carbono inorgánico. Luego los sedimentos se secan y se queman a 1350°C en un ambiente rico en oxígeno. El carbono orgánico se oxida para formar  $CO_2$ , el cual fluye a través de una celda de detección infrarroja no dispersiva, sintonizada para responder al dióxido de carbono. El volumen de dióxido de carbono liberado y medido es proporcional a la cantidad de carbono en la roca. A partir de esta relación se determina el valor de COT y se especifica como un porcentaje de peso de roca.

Los valores de COT pueden variar significativamente a través de una sección de yacimiento, pero no es posible adquirir y luego analizar los núcleos en intervalos de gran longitud (Alexander T. et al., 2011).

## 4.6 Querógeno.

El querógeno es un material orgánico sólido, insoluble en los solventes de petróleo, que se encuentra en las rocas generadoras. Es considerado como una fase intermedia en la transformación de un material orgánico a petróleo.

Los diferentes materiales orgánicos generan diferentes tipos de querógenos. Cuando están expuestos a calor y presión, cada tipo de querógeno es más propenso a generar productos específicos, como: petróleo, gas húmedo, gas seco y otros elementos.

Existen cuatro tipos de querógenos (Figura 4.3.1):

Tipo I: predominantemente generado en ambientes lacustres a partir de algas y plancton. Rico en hidrógeno y bajo en oxígeno. Potencialmente petrolífero.

Tipo II: generado en un ambiente marino de profundidad moderada a partir de plancton. Es rico en hidrógeno y pobre en carbono. Productor de gas o petróleo, dependiendo de temperatura y

grado de maduración.

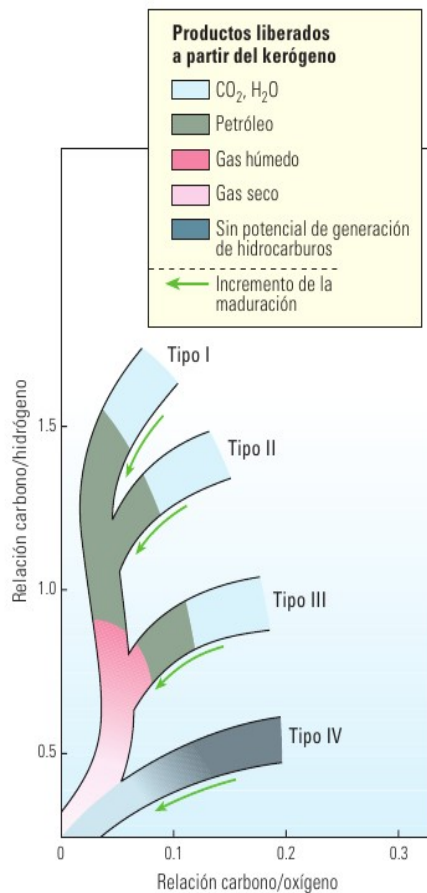


Figura 4.3.1: Diagrama de Van Krevelen, tomado de Boyer et al., (2007), ilustra distintos tipos de querógeno en función del contenido de oxígeno, hidrógeno y carbono.

querógeno. A medida que aumenta el soterramiento del sedimento y con el progresivo crecimiento en las temperaturas (50-150 °C), pasamos a la etapa de catagénesis, en la cual puede ser generado petróleo líquido o gas húmedo dependiendo del tipo de querógeno. Y por último, entre 150 y 200°C se producen cambios químicos que transforman el querógeno a carbón y se produce generación de gas seco.

Tipo III: proveniente de restos vegetales terrestres. Contiene menos hidrógeno y más oxígeno, que los de tipo I y II. Productor de gas seco.

Tipo IV: generado a partir de sedimentos antiguos redepositados después de la erosión. Alto contenido de carbono, ausencia de hidrógeno. No tiene potencial para la producción. Las mezclas de Tipo II y Tipo III, son las más comunes en las arcillas marinas.

Durante el proceso de soterramiento y maduración, el querógeno pasa a través de una gama de presiones y temperaturas. Los procesos de la maduración y generación de hidrocarburos pueden ser resumidas en tres etapas: diagénesis, catagénesis y metagénesis (Figura 4.3.2)

La etapa de diagénesis está caracterizada por bajas temperaturas (menores a 50°C). Bajo estas condiciones parte de la materia orgánica se convierte en

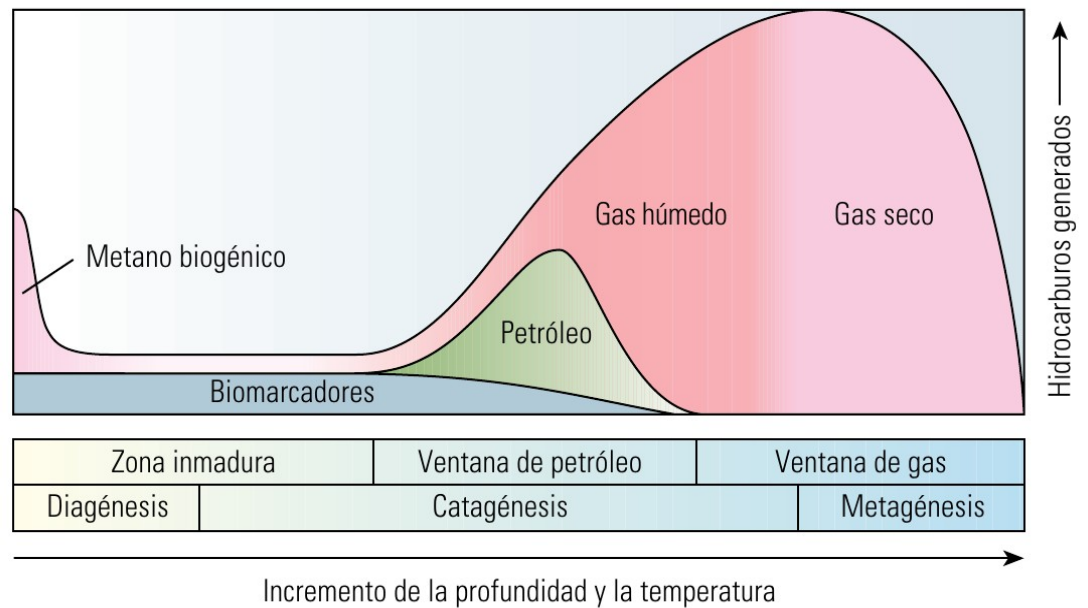


Figura 4.3.2: En la figura tomada de Boyer et al., (2007), se muestran las etapas de maduración de querógeno y los hidrocarburos generados en el proceso

## 4.7 Caracterización de reservorios tipo shale.

En el momento de caracterizar un reservorio tipo shale petróleo/gas, se toma en cuenta una serie de parámetros. Además de los que ya hemos visto, como COT y madurez térmica, están:

- Espesor (>30 m) y extensión areal,
- Capacidad de absorción (principalmente en shale gas),
- Sobrepresión,
- Profundidad,
- Fracturabilidad (contenido de arcillas < 40%), entre otros.

Dadas las características de este recurso, en cuanto a la gran densidad de perforaciones necesarias para explotarlo efectivamente, es necesario que la roca madre (y reservorio) presente espesores superiores a los 30 metros y extensiones areales regionales a nivel cuenca (Askenazi A. et al., 2013).

La porosidad en estas litologías es de moderada a baja

(< 15%) y no presenta interconexión. Por lo general presentan, nano (<1 micrón) y criptoporos (1-4 micrones) pero escasos microporos (>4 micrones).

Por otra parte, la existencia de sobrepresión es un factor deseable aunque no indispensable ya que provee de energía al sistema facilitando la recuperación de fluidos.

En cuanto a las fracturas, la presencia de un sistema de microfisuras favorecería una mayor interconexión y presencia de fluido libre que, con una estimulación adecuada puede optimizar su recobro. Para una mejor fracturabilidad a la hora de la estimulación se necesitan valores de contenido de arcillas bajos, preferentemente menor al 40%. Del mismo modo, la ausencia de arcillas expandibles facilita la estimulación.

En las lutitas arcillosas altamente laminadas, el módulo de Young y el coeficiente de Poisson son funciones de la orientación de la medición con respecto a las capas de la estratificación de la formación. Estas propiedades mecánicas anisótropas afectan el esfuerzo de cierre y por lo tanto el crecimiento vertical de las fracturas hidráulicas (Askenazi A. et al., 2013).

Cuando se presenta una gran diferencia entre Módulo de Young medido en sentido vertical y horizontal, el esfuerzo de cierre será mayor que en las rocas isotropas. Estos intervalos anisótropos, generalmente están vinculados a rocas que tienen gran contenido de arcillas, así como también arcillas hinchables. Estas, son malas candidatas para posicionamiento de pozos verticales, como para la estimulación de fracturamiento hidráulico. El esfuerzo en estos intervalos será mayor y será más difícil retener la conductividad de la fractura durante la producción, ya que , como lo hemos mencionado anteriormente, el apuntalante tiende a incorporarse en la formación dúctil (Alexander T. et al., 2011).

Dada la importancia de los módulos de Young y coeficientes de Poisson en estos ambientes, en los capítulos que siguen veremos que es posible estimarlos usando herramientas de la física de rocas y analizaremos su comportamiento y sensibilidad al contenido de querógeno de la roca.

# Capítulo 5

## Zona de Estudio

### 5.1 Introducción.

Para analizar una shale, es importante indicar la zona de estudio, ya que la variabilidad geográfica de las propiedades de estas rocas es muy grande. Son diversas las propiedades que se ven afectadas, entre ellas: COT, composición mineralógica (Fig. 5.1.1), alineación de las arcillas, presencia de fracturas. A raíz de lo cual va a variar el tipo de anisotropía que presenta la roca. En esta Tesis, para las aplicaciones que mostraremos en el Capítulo 7, vamos a calibrar nuestros modelos para las lutitas negras de la formación Bakken (cuenca Williston, Estados Unidos), llamada así por Henry Bakken quien fue el dueño de la tierra donde por primera vez fue descubierta esta formación.



Figura 5.1.1: Composición de lutitas promedio a nivel mundial, figura tomada de Allix P. et al. (2010)

## 5.2 Zona geográfica.

La formación Bakken, es una unidad de roca desde el Devónico tardío a temprana edad del Mississippiano que ocupa unos 200.000 kilómetros cuadrados del subsuelo de la Cuenca Williston, y subyace parte de los estados de Montana, Dakota del Norte y Dakota del Sur de Estados Unidos y continúa en las provincias de Alberta, Saskatchewan y Manitoba en Canadá (Fig 5.2.1). La formación no aflora a la superficie.

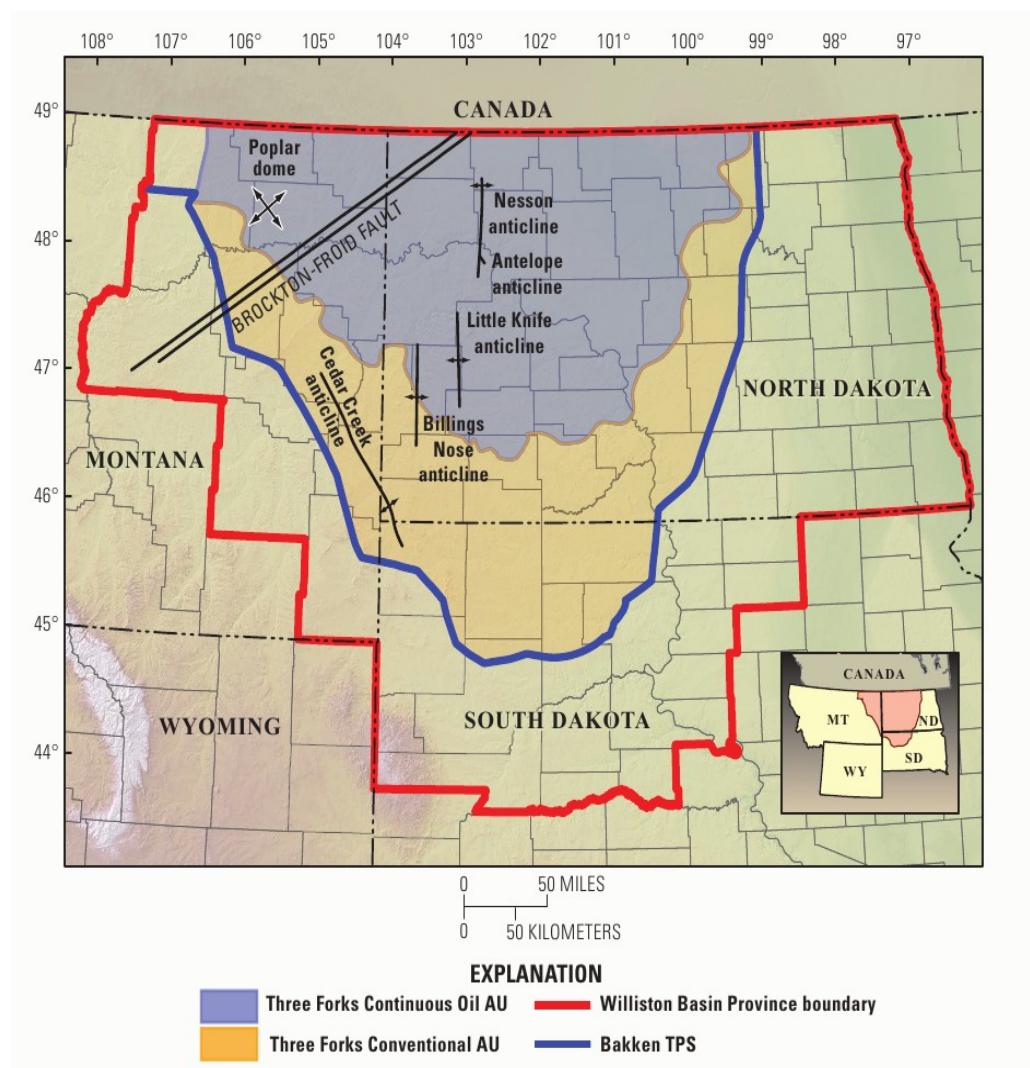


Figura 5.2.1: Descripción de la región abarcada por la cuenca Williston y sistema petrolero Bakken, tomada de Gaswirth S. et al.(2013)

## 5.3 Descripción geológica.

La formación Bakken corresponde a un sistema petrolero productor de petróleo y yace en discordancia por encima de la Formación Three Forks del Devónico Tardío, y en concordancia por debajo de la formación Lodgepole Limestone de edad Missisipiano temprano, que sirve de sello. La formación Bakken ha sido subdividida en tres miembros: inferior, medio y superior. El miembro medio corresponde al yacimiento y es un intervalo clástico-carbonatado mixto compuesto por areniscas dolomíticas, dolomías y calizas (ver Fig. 5.3.1). Los miembros superior e inferior están compuestos por lutitas ricas en contenido orgánico que actúan como sello y como fuente de hidrocarburos (Glaser K. et al., 2014).

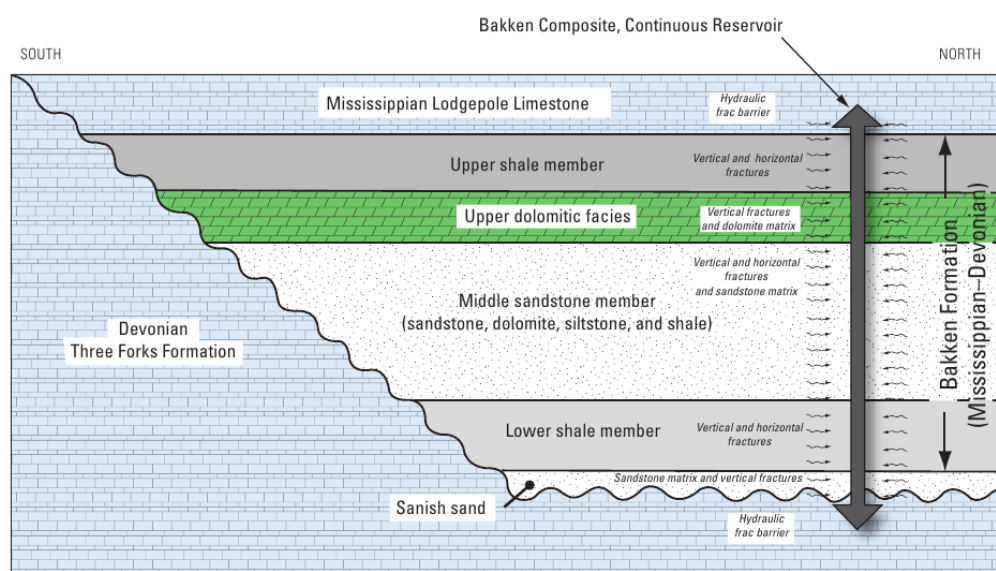


Figura: 5.3.1 Sección estratigráfica esquemática de la formación Bakken, orientada N-S (Pollastro et al., 2010 ).

El modelo geológico posible para la formación Bakken es el de sistema petrolero continuo. Los miembros superior e inferior de la lutita Bakken rica en materia orgánica poseen entre un 5 y un 12% de TOC (Vernik y Nur, 1992) y corresponden a rocas madre generadoras de petróleo, que habría migrado localmente hacia los yacimientos alojados en el miembro medio adyacente de la formación Bakken y la formación Pronghorn infrayacente, que



incluye la arenisca Sanish de la formación Three Forks. Dada la naturaleza relativamente cerrada de este sistema petrolero, se produce sobrepresión en las porciones más profundas de la cuenca en la que ocurrió la mayor parte del proceso de generación de hidrocarburos (Glaser K. et al., 2014).

La porosidad promedio en la formación Bakken es de alrededor del 1% (Vernik, L. y Liu X., 1997) y la permeabilidad es baja, con un promedio de 0.04 mD (formaciones con valores mayores a 0.1 mD, son consideradas convencionales).

Al comparar los resultados del análisis de anisotropía sísmica con los primeros 90 días de producción de los pozos de campo, el equipo de Schlumberger encontró que las áreas de baja producción se correlacionan con anisotropía débil, y de alta con anisotropía fuerte (Glaser K. et al., 2014).

## 5.4 Datos utilizados.

Vernik y Nur (1992) realizaron y publicaron exhaustivas mediciones de laboratorio (Tabla 2 del trabajo). Las mismas ponen en evidencia la presencia de una fuerte anisotropía intrínseca de las velocidades en las lutitas negras de la formación Bakken. Esta anisotropía se observa por una notablemente baja velocidad de las ondas qP y qS (modos cuasi compresional y de corte) al medirla en la dirección normal, siendo mucho mayor en dirección paralela a la estratificación. Asimismo, surge de comparar estos resultados con las mediciones realizadas en rocas con menor contenido orgánico y misma composición mineralógica. A partir de este estudio estos autores concluyeron que el comportamiento del medio puede describirse adecuadamente como uno con simetría de tipo VTI.

La Tabla que sigue ilustra los valores de velocidades medidas por Vernik y Nur (1992) sobre muestras de roca de distintas profundidades. Se muestran sólo los valores correspondientes a las profundidades que tienen el valor medido de  $V_p(45^\circ)$  (Tabla 5.4.1), ya que son necesarios para calcular el coeficiente  $C_{13}$ .



Prof., Pies	$V_p$ [km/s]			$V_{SH}$ [km/s]			$V_{SV}$ [km/s]		
	0°	45°	90°	0°	45°	90°	0°	45°	90°
<b>8630</b>	3,32	3,82	3,93	2,03	2,35	2,31	2,2	2,26	2,05
<b>8634</b>	3,02	3,44	4,14	1,76	2,09	2,50	1,76	1,99	1,79
<b>9831</b>	3,41	3,73	4,16	2,07	2,51	2,31	2,07	2,18	2,02
<b>10164</b>	3,38	3,66	4,19	2,12	2,35	2,57	2,12	2,22	2,12
<b>10732</b>	4,03	4,33	4,61	2,51	2,61	2,71	2,50	2,62	2,16
<b>10733</b>	3,46	3,86	4,49	2,00	2,33	2,62	1,99	2,13	2,02
<b>10734</b>	3,51	3,93	4,42	2,03	2,47	2,75	2,02	2,33	2,01
<b>10931</b>	3,29	3,96	4,67	1,86	2,30	2,74	1,86	2,12	1,84
<b>11230</b>	4,21	4,46	4,97	2,52	2,66	2,91	2,53	2,59	2,56
<b>11246</b>	3,72	3,94	4,36	2,25	2,41	2,59	2,25	2,37	2,16
<b>11280</b>	3,85	4,26	4,76	2,40	2,59	2,79	2,42	2,52	2,39

Tabla 5.4.1: Datos de laboratorio tomados de la Tabla 2 de Vernik y Nur (1992). Propiedades de la formación Bakken.

La Tabla 5.4.2 incluye los valores de TOC, contenido de querógeno y densidad para las mismas profundidades.

Profundidad (Pies)	TOC(%peso)	K(%vol)	Densidad (g/ cm <sup>3</sup> )
<b>8630</b>	20,1	44,5	1,99
<b>8634</b>	15,9	36,5	2,06
<b>9831</b>	10,3	25,0	2,21
<b>10164</b>	12,9	27,3	2,22
<b>10732</b>	7,6	17,5	2,43
<b>10733</b>	12,0	26,4	2,33
<b>10734</b>	11,4	25,3	2,34
<b>10931</b>	12,2	23,9	2,35
<b>11230</b>	4,9	11,8	2,55
<b>11246</b>	9,5	21,3	2,38
<b>11280</b>	5,3	12,5	2,48

Tabla 5.4.2: Datos de laboratorio tomados de la Tabla 1 de Vernik y Nur (1992). Propiedades de la formación Bakken.

De acuerdo con la descripción de Vernik y Nur (1992) y Carcione et al. (2011), en adelante vamos a considerar que la lutita negra se compone de minerales de arcilla (principalmente illita) y querógeno con insignificante saturación de agua. Las propiedades individuales de cada fase están dadas en la Tabla (5.4.3), modificada de Carcione et al. (2011), donde  $V_{ij}$  son las velocidades elásticas. Las propiedades de illita y querógeno son las utilizadas por Vernik y Nur (1992), con la excepción de la densidad de la illita, la cual fue asumida por Carcione et al. (2011) de  $2.6 \text{ g/cm}^3$  en lugar de  $2.7 \text{ g/cm}^3$ , para lograr un mejor ajuste a las densidades que se encuentran en la Tabla (5.4.2).

Medio	$V_p(90^\circ)$ [km/s]	$V_p(0^\circ)$ [km/s]	$V_s(0^\circ)$ [km/s]	$V_s(90^\circ)$ [km/s]	$V_p(45^\circ)$ [km/s]	$\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]
Illita	5	4.5	2.9	3.15	1.96	2.6
Querógeno	2.7	2.7	1.5	1.5	1.7	1.4
Petróleo	0.73	0.73	0	0	0.73	0.9

*Tabla 5.4.3: Modificada de Carcione et al. (2011), muestra las propiedades individuales de los compuestos de la roca.*

Este conjunto de coeficientes será el que utilizaremos en el Capítulo 7 para modelar el comportamiento de los módulos elásticos anisótropos, velocidades, parámetros de Thomsen y otros atributos de interés para la caracterización de las lutitas orgánicas.

# Capítulo 6

## Modelos

### 6.1 Introducción.

La Física de Rocas es un conjunto de teorías y métodos para vincular los parámetros de las rocas con magnitudes observables o atributos derivados de las mismas. En el campo de los métodos sísmicos para prospección de reservorios, es una herramienta que permite relacionar parámetros tales como porosidad, contenido de arcillas, litología, saturación de fluidos, etc. con impedancias acústicas, velocidades de propagación de ondas sísmicas, amplitudes, coeficientes de atenuación, densidades, módulos elásticos y atributos en general. De esta manera los modelos de Física de Rocas pueden ser utilizados para interpretar los datos observados en función de parámetros de reservorio o extrapolar más allá del rango de los datos disponibles para examinar la certeza de distintos escenarios, tales como variaciones en litología y fluidos. Siguiendo esta línea, las herramientas de Física de Rocas pueden ser usadas para pronosticar la respuesta sísmica a las propiedades y condiciones asumidas de reservorio (Avseth et al., 2010).

En particular, en el contexto de la exploración y caracterización de rocas madre y reservorios de petróleo o gas en lutitas muchos autores han explorado y propuesto diferentes flujos de trabajo. Entre tales trabajos cabe mencionar los presentados por Carcione et al. (2011), Sayers (2013a), Khadeeva y Vernik (2014), Yenugu y Han (2013), Qian K. et al (2014), Wu et al. (2012) entre otros. En tal sentido, el análisis comparativo puede ser útil para elegir el modelo que mejor se adapte al problema, tomando en cuenta su sensibilidad, rango de validez, número de parámetros involucrados y facilidad de implementación.

En esta Tesis concentraremos la atención en dos modelos de trabajo ampliamente aceptados: promediación de Backus (1962) y

Ciz y Shapiro (2007) y en forma accesoria el modelo de Krief et al. (1990), que se describen en este Capítulo.

## 6.2 Definiciones.

Para el modelado de las propiedades de las lutitas orgánicas, (en particular la Bakken), como ya se señaló, vamos a considerarla formada por illita (fracción mineral inorgánica), querógeno (fracción orgánica) y petróleo. Para esto es necesario introducir y definir las fracciones volumétricas a utilizar.

De aquí en adelante denotaremos la densidad de masa total como  $\rho$ , la del querógeno  $\rho_k$ , la del petróleo  $\rho_o$ , y  $\rho_s$  la densidad de los minerales de la matriz (illita en nuestro caso).

Recordemos que, dada una muestra de roca, la *porosidad*  $\phi$ , se define como el cociente entre el volumen no ocupado por minerales y el volumen total de la misma.

Sea  $K$  el *contenido de querógeno*, dado por el cociente entre el volumen de querógeno y el volumen total de la muestra ( $K = Vol_{querogeno} / Vol_{total}$ ). Si consideramos un modelo simplificado en el que la lutita orgánica se supone compuesta por una mezcla illita+querógeno (sin petróleo), vamos a interpretar que el volumen poral está ocupado por el querógeno. En tal caso las fracciones volumétricas de este modelo serán:  $K = \phi$  para el querógeno y  $(1 - \phi)$  para la illita (Carcione et al., 2011).

En un caso más general, en el cual el volumen poral está saturado por querógeno y petróleo, también es necesario introducir el *contenido de petróleo*  $O$  (volumen de petróleo sobre volumen total) ( $O = Vol_{petroleo} / Vol_{total}$ ) y el *contenido de arcilla*  $C$  (volumen de arcilla sobre volumen total) ( $C = Vol_{arcilla} / Vol_{total}$ ), de modo que la siguiente igualdad deberá cumplirse:

$$K+O+C=1 \quad (6.2.1)$$

En tal caso las fracciones volumétricas de este modelo serán:  $\phi_1 = K + O$  para el querógeno y petróleo, y  $(1 - \phi_1)$  para la illita. Observe que el valor máximo que puede tomar la fracción del volumen poral ocupado por dichas componentes es de  $\phi_1 = 1$  ( $C = 0$ ).

La densidad efectiva estará dada por:  $\rho = (1 - \phi)\rho_s + \rho_{if}$  donde  $\rho_{if}$  esta dada por:  $\rho_{if} = K\rho_k + O\rho_o$

Como se mencionó en el Capítulo 4, otro parámetro muy utilizado para la caracterización de rocas madre es el Carbono Orgánico Total (COT). Puede demostrarse que satisface la relación:

$$COT = aK \rho_k / \rho \quad (6.2.2)$$

donde  $a \approx 0.75$  es una constante empírica dada por Vernik y Nur (1992).

### 6.3 Modelo de Promediación de Backus.

Backus (1962) presentó un método elegante para generar las constantes efectivas *equivalentes*  $\bar{C}_{ij}$  (válidas para longitudes de onda largas), para un medio finamente estratificado compuesto por capas elásticas isótropas y anisótropas, basándose en el concepto de promediación móvil en dirección normal a la estratificación.

Este método puede ser aplicado a estratificación espacialmente periódica o aleatoria, con lo que queremos decir que las constantes del material cambian de una forma no periódica de capa a capa o que los espesores de las capas pueden ser aleatorios (Berryman J., 2004)., mientras los espesores sean muy inferiores a las longitudes de onda.

Como resultado de la promediación de Backus se obtiene un medio VTI equivalente que queda descrito por cinco coeficientes elásticos de rigidez:

$$\bar{C}_{11} = \langle C_{11} - C_{13}^2 C_{33}^{-1} \rangle + \langle C_{33}^{-1} \rangle^{-1} \langle C_{33}^{-1} C_{13} \rangle^2$$

$$\begin{aligned}
\bar{C}_{33} &= \langle C_{33}^{-1} \rangle^{-1} \\
\bar{C}_{13} &= \langle C_{33}^{-1} \rangle^{-1} \langle C_{33}^{-1} C_{13} \rangle \\
\bar{C}_{55} &= \langle C_{55}^{-1} \rangle^{-1} \\
\bar{C}_{66} &= \langle C_{66} \rangle
\end{aligned} \tag{6.3.1}$$

siguiendo a Vernik y Nur (1992) y Carcione et al. (2011) consideraremos que:

$$\bar{C}_{11} = \langle C_{11} \rangle$$

Donde  $C_{ij}$  corresponden a los constituyentes simples y los símbolos  $\langle . \rangle$  indican promediación sobre los coeficientes elásticos de los diferentes materiales de las capas, pesados por sus proporciones volumétricas (espesores). Con este enfoque la lutita orgánica se modela como una alternancia de capas de illita (de fracción  $1-\phi$ ) y capas de querógeno y petróleo de fracción  $\phi$

Las velocidades elásticas pueden ser calculadas utilizando las ecuaciones:

$$\begin{aligned}
V_{33} &= V_p(0^\circ) = \sqrt{\frac{\bar{C}_{33}}{\rho}} \\
V_{11} &= V_p(90^\circ) = \sqrt{\frac{\bar{C}_{11}}{\rho}} \\
V_{55} &= V_s(0^\circ) = \sqrt{\frac{\bar{C}_{55}}{\rho}} \\
V_{66} &= V_s(90^\circ) = \sqrt{\frac{\bar{C}_{66}}{\rho}}
\end{aligned} \tag{6.3.2}$$

## 6.4 Modelo de matriz inorganica.

Las ecuaciones clásicas de Gassmann (1951), así como el modelo de Ciz y Shapiro (2007), requieren el conocimiento de las constantes elásticas de la “roca seca” o matriz  $K_m$  y  $\mu_m$  (para el caso isótropo). Para estimarlas, Krief et al. (1990) proponen una ecuación semi-empírica de la forma:

$$K_m = K_s(1-\phi)^{A/(1-\phi)} \quad \text{y} \quad \mu_m = \mu_s(1-\phi)^{A/(1-\phi)} \quad (6.4.1)$$

donde A es una constante empírica que depende del tipo de roca (los autores proponen A=3 para medios isótropos). Graficando los módulos efectivos (Figura 6.4.1), se puede observar que el comportamiento de los mismos en función de la porosidad es consistente con el concepto de porosidad crítica. Donde por porosidad crítica se entiende el límite entre una roca consolidada y una suspensión.

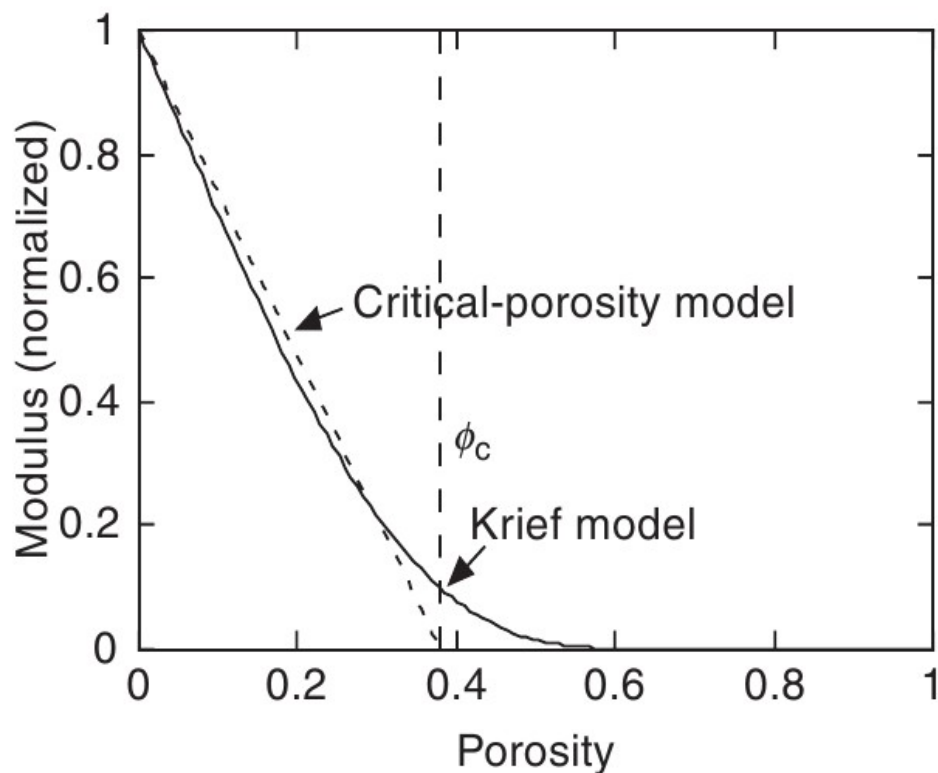


Figura 6.4.1: Tomada de Mavko G. et al. (2009) (Figura 7.9.11), Módulos, a partir de modelo de Krief y Modelo lineal de porosidad crítica.

pues los módulos deben tomar valores muy chicos por encima de ciertos valores de porosidad (usualmente de entre 0.4 y 0.6).

La propiedades de la matriz de la roca seca pueden ser descriptas por la versión anisótropa de Modelo empírico de Krief propuesta por Carcione et al. (2011):

$$C_{11}^m = C_{11}^s(1-\phi)^{A/(1-\phi)}$$

$$\begin{aligned}
C_{66}^m &= C_{66}^s (1-\phi)^{A/(1-\phi)} \\
C_{13}^m &= C_{13}^s (1-\phi)^{B/(1-\phi)} \\
C_{33}^m &= C_{33}^s (1-\phi)^{B/(1-\phi)} \\
C_{55}^m &= C_{55}^s (1-\phi)^{B/(1-\phi)}
\end{aligned} \tag{6.4.2}$$

donde A y B son constantes empíricas,  $C_{ij}^m$  son los coeficientes elásticos efectivos de la matriz seca,  $C_{ij}^s$  son los coeficientes elásticos del mineral, o coeficiente elástico efectivo si la matriz es multiminerálica.

Las ecuaciones (6.4.2) se reducen a las ecuaciones (6.4.1) cuando A=B para el caso isótropo. Siguiendo a Carcione et al. (2011), tomaremos A= 1.5 y B=4.

## 6.5 Modelo de Ciz y Shapiro

Ciz y Shapiro (2007) obtuvieron el tensor de coeficientes de elasticidad para el medio poroelástico anisótropo en condiciones cerradas (sin flujo), para un medio poroso que contiene sólido y fluido en el relleno poral, con propiedades anisótropas, en la forma:

$$\bar{S}_{ijkl} = S_{ijkl}^m - (S_{ijmn}^m - S_{ijmn}^s) [\phi (\mathbf{S}^{if} - \mathbf{S}^\phi) + \mathbf{S}^m - \mathbf{S}^s]_{mnpq}^{-1} (S_{qpkl}^m - S_{qpkl}^s) \tag{6.5.1}$$

Este modelo consiste en la generalización anisótropa de Brown y Korringa (1975) y las ecuaciones de Gassmann (1951) para un medio poroelástico con relleno poral sólido. En la ecuación (6.5.1)  $\mathbf{S}^m, \mathbf{S}^s$  y  $\mathbf{S}^\phi$  son las componentes del tensor de elasticidad asociados a la matriz de roca seca, a los granos sólidos y  $\mathbf{S}^{if}$  al *relleno poral elástico*. La suma de Einstein se realiza sobre los índices 1,2,3. En el caso de que la matriz de la roca es homogénea se puede asumir que  $\mathbf{S}^\phi = \mathbf{S}^s$ .

La Formula (6.5.1) puede ser aplicada a cualquier simetría, y toma una forma más sencilla para el caso del medio VTI. En el Apéndice se presenta el desarrollo de este caso particular.



## 6.6 Flujos de trabajo.

Teniendo en mente los modelos previos, a continuación pasamos a describir los flujos de trabajo a usar en este trabajo, siguiendo en parte a Carcione et al. (2011). En las figuras (6.6.1) y (6.6.2) se ilustran los flujos de trabajo para calcular los coeficientes elásticos efectivos para un medio totalmente saturado de querógeno y un medio saturado de querógeno y petróleo respectivamente.

Como se puede observar en la Figura (6.6.1), partiendo de una matriz de illita con porosidad nula, vamos aumentando la porosidad de la matriz y al mismo tiempo, al estar la roca completamente saturada de querógeno, aumentamos el contenido de querógeno en el medio efectivo.

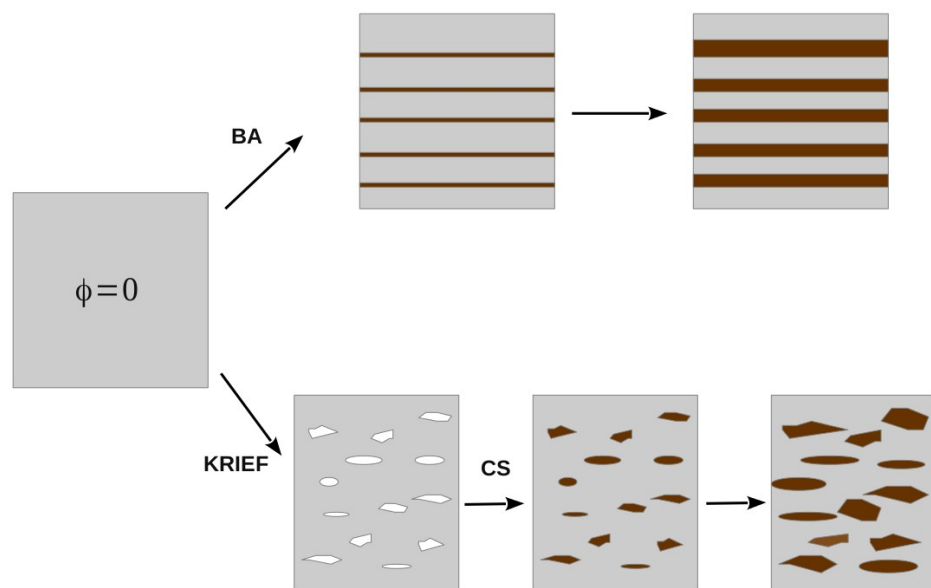


Figura 6.6.1: En este gráfico se ilustran los flujos de trabajo para llegar a un medio efectivo, considerando la roca completamente saturada de querógeno. BA indica el modelo de Promediación de Backus y CS, el modelo de Ciz y Shapiro.

Mientras que la aplicación de la teoría de promediación de Backus (1962) es muy directa, no lo es para el caso del modelo de Ciz y Shapiro (2007), como se muestra en la Figura (6.6.2). Para el

último se necesita el conocimiento de los coeficientes de elasticidad de la roca seca modelados a priori. Para esto, se utiliza el modelo propuesto por Krief et al. (1990) y generalizado para el caso anisótropo (VTI) por Carcione et al. (2011). Además, para considerar saturación de querógeno y petróleo, a diferencia del flujo anterior, es necesario modelar el relleno poral antes de incorporarlo al modelo de Ciz y Shapiro (2007). Para obtener las propiedades efectivas del relleno utilizamos la teoría de promediación elástica de Backus, para lo cual se supuso que el fluido se comporta elásticamente.

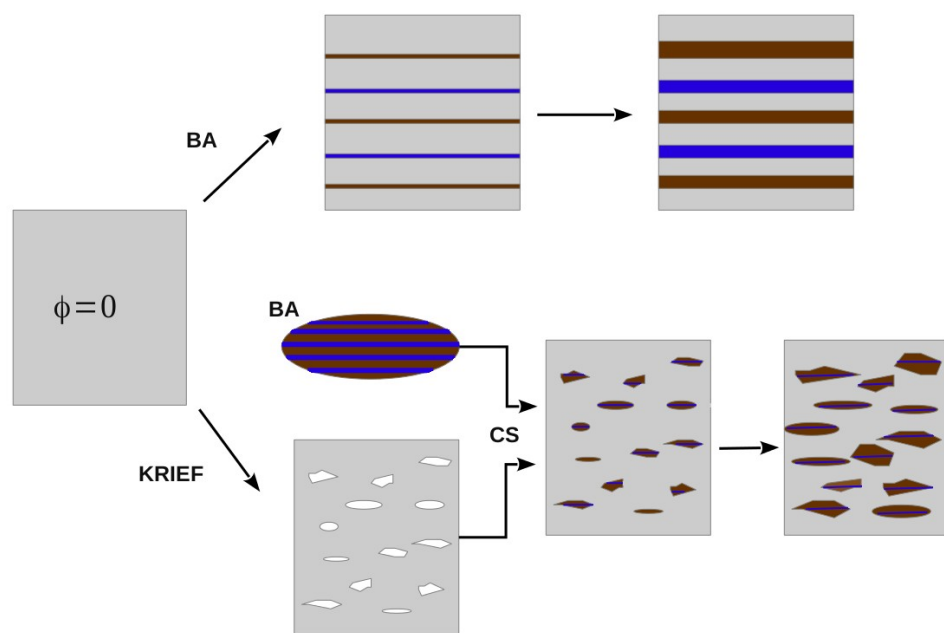


Figura 6.6.2: En este gráfico se ilustran los flujos de trabajo para llegar a un medio efectivo, considerando la roca saturada con querógeno y petróleo.

Una vez calculado el tensor elástico del medio efectivo, procederemos a calcular y analizar en el Capítulo 7 las variaciones y sensibilidad de los parámetros de anisotropía de Thomsen (1986), módulo de Young y razón de Poisson isótropos y anisótropos y los atributos combinados (en las direcciones paralela y perpendicular a la estratificación del medio), en función del contenido de querógeno.

# Capítulo 7

## Resultados y conclusiones

### 7.1 Análisis de la sensibilidad de las velocidades al contenido de querógeno.

Es un hecho conocido que las lutitas orgánicas se caracterizan por su notable anisotropía elástica, asociada a su textura interlaminada de finas partículas de arcilla y materia orgánica a escalas microscópicas. Los efectos de la anisotropía se observan en las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en estas rocas, siendo menores en la dirección normal que en la paralela a la estratificación. De acuerdo con las observaciones de Vernik y Nur (1992) y Vernik y Liu (1997) (entre otros), el modelo elástico que mejor representa este comportamiento es el de simetría VTI.

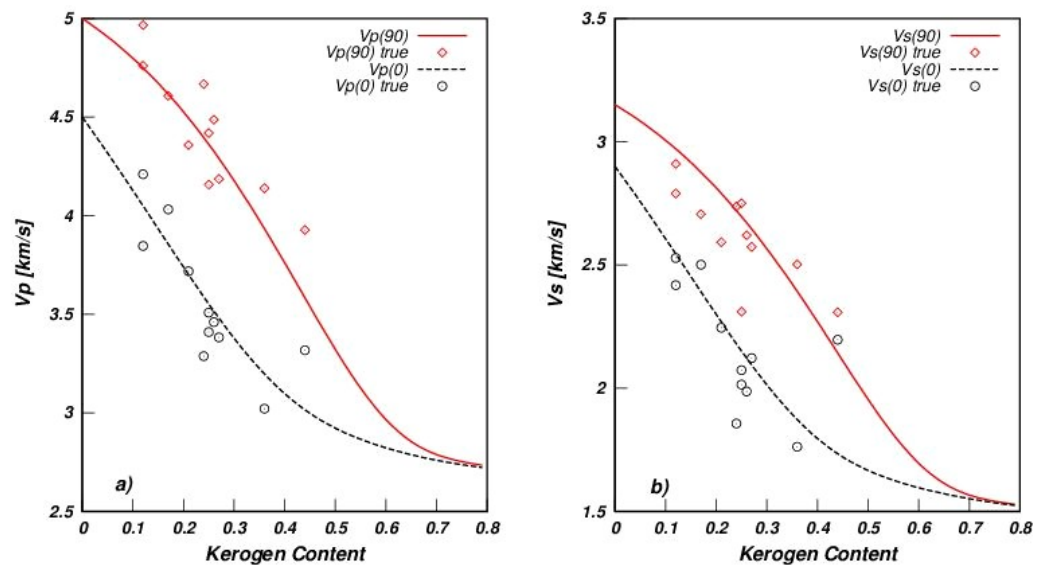


Figura: 7.1.1 Las velocidades de ondas a)  $qP$  y b)  $qS$  en función del contenido de querógeno a partir del modelo de Ciz y Shapiro.

A continuación vamos a utilizar los modelos descritos en el

Capítulo 6 para analizar el comportamiento y sensibilidad de las velocidades al contenido de querógeno.

Comenzamos este trabajo validando el código del programa, y para tales fines se comparan los resultados de las Figuras 7.1.1 y 7.1.2 con los resultados provistos por Carcione et al. (2011), que ilustran las velocidades  $q_P$  y  $q_S$  “verticales” y “horizontales” obtenidas a partir de los modelos de promediación de Backus (BA) y el modelo de Ciz y Shapiro (CS) para la formación Bakken. Se han incluido en los Gráficos 7.1.1 y 7.1.2 los valores medidos por Vernik y Nur (1992) en laboratorio (ver Tabla 5.4.1).

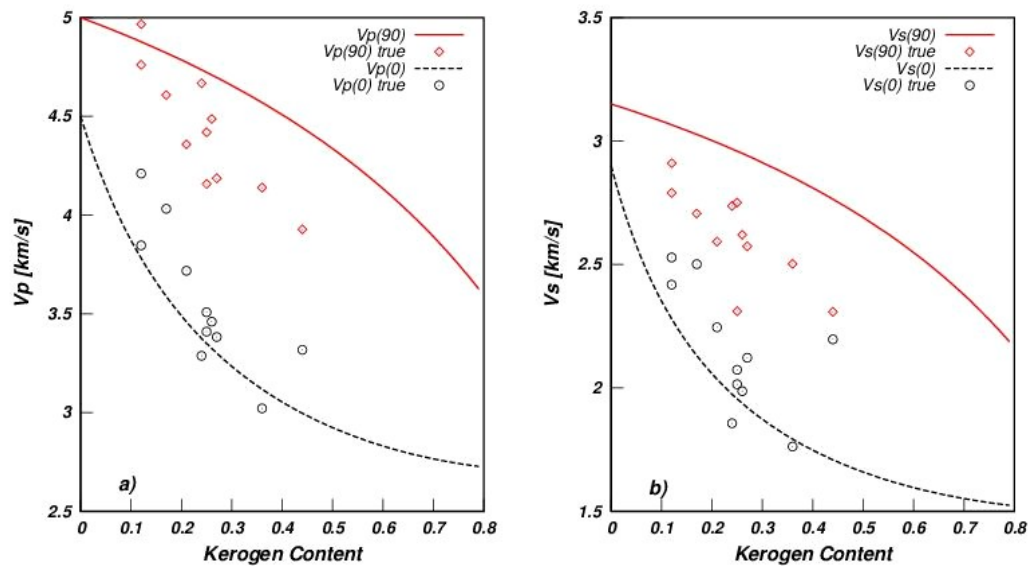


Figura: 7.1.2 Las velocidades de ondas a)  $q_P$  y b)  $q_S$  en función de contenido de querógeno a partir de modelo de Promediación de Backus.

Los gráficos se realizaron en un rango de 0 a 80% de querógeno (correspondiente a un rango de COT de 0 a 51% , según Ec. 6.2.2), respetando el dominio de validez para los dos modelos calculados a partir de las condiciones 3.2.4.

Asumiendo que la roca se compone sólo de querógeno e illita, se analizan las velocidades compresionales en direcciones normal y paralela a la estratificación del medio. En las Figuras 7.1.3 y 7.1.4 se comparan los resultados obtenidos usando el modelo de BA y el modelo de CS, para analizar las respectivas

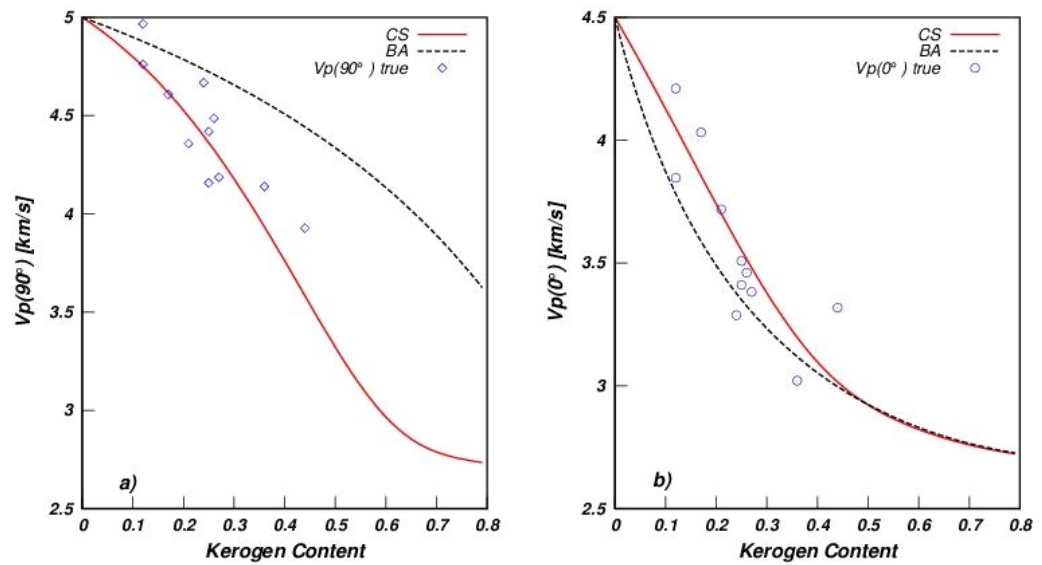


Figura: 7.1.3 Gráfico comparativo de las velocidades longitudinales obtenidas a partir de los modelos BA y CS. a) horizontal y b) vertical.

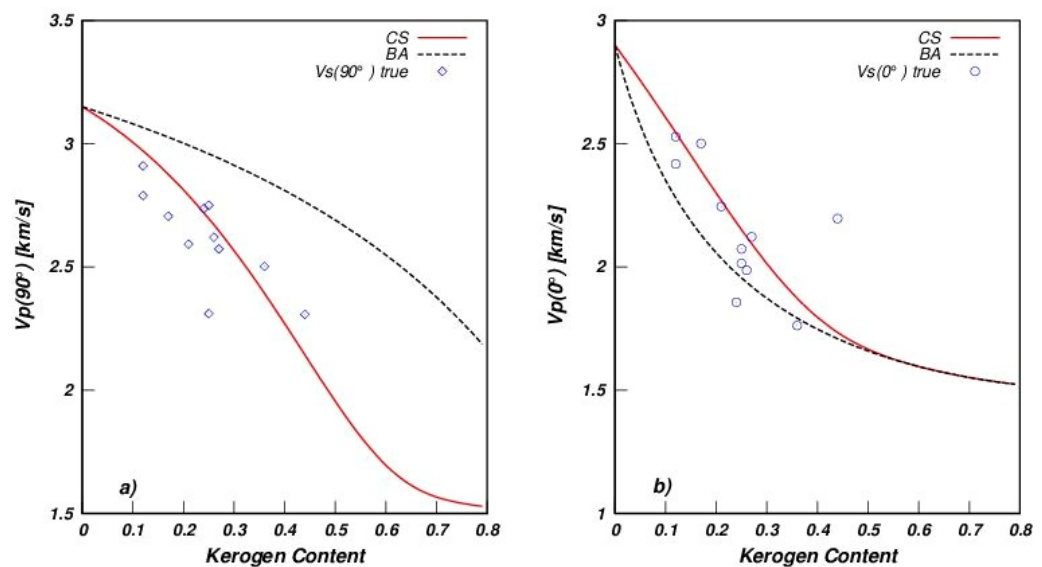


Figura: 7.1.4 Gráfico comparativo de las velocidades Vs obtenidas a partir de los modelos BA y CS. a) horizontal y b) vertical.

sensibilidades y consistencia con la variación del contenido de querógeno.

Como es esperado, para un contenido de querógeno dado, las velocidades son mayores a lo largo de la dirección paralela a la

estratificación, que en la dirección perpendicular. En las velocidades “verticales” en las Figuras 7.1.3 b) y 7.1.4 b) se ve una discrepancia relativamente pequeña entre los dos modelos la cual se reduce a cero para las cantidades de querógeno mayores a 45%. Este no es el caso de las velocidades “horizontales” (ver Figuras 7.1.3 a) y 7.1.4 a), que muestran significativas diferencias. En ambos casos CS muestra variaciones más rápidas, indicando mayor sensibilidad al contenido de querógeno.

El grado de anisotropía debido al contenido de querógeno puede ser analizado a partir del análisis realizado sobre los parámetros de Thomsen.

## 7.2 Parámetros de Thomsen.

Los parámetros de Thomsen obtenidos a partir del modelo de promediación de Backus y del modelo de Ciz y Shapiro se pueden observar en la Figura 7.2.1 a) y b) respectivamente. A partir de las figuras podemos analizar la influencia del contenido de querógeno en el comportamiento de los parámetros.

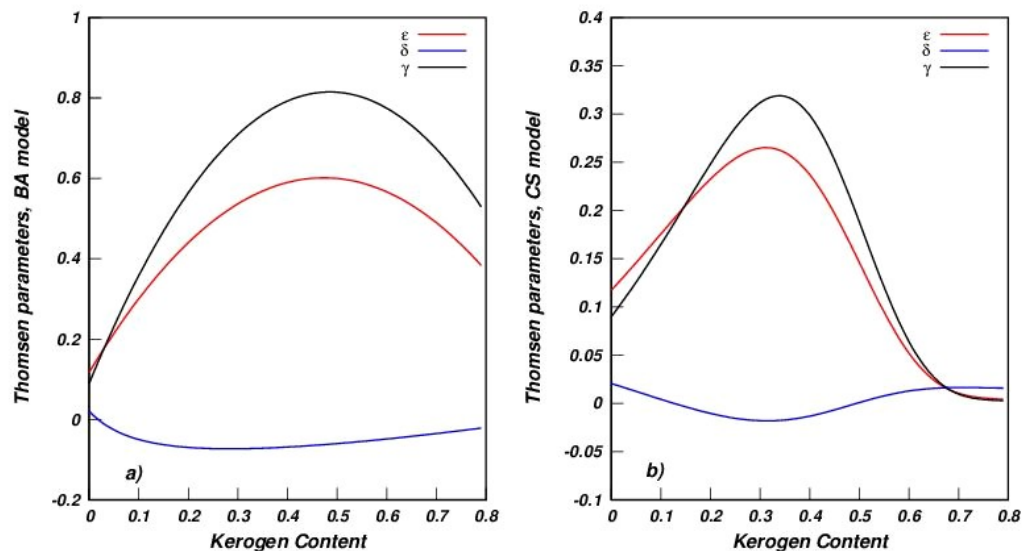


Figura: 7.2.1 Los parámetros de anisotropía de Thomsen  $\epsilon$  ,  $\delta$  ,  $\gamma$  , versus contenido de querógeno para la formación Bakken utilizando los modelos a) BA y b) CS

Además, se estudia la validez del postulado de anisotropía débil, típica para esta clase de rocas, que exige que los coeficientes deben ser menores al 20% (Thomsen, 1986).

Para ambos modelos, se observa que los coeficientes  $\epsilon$  y  $\gamma$  son altamente sensibles a la variación en el contenido de querógeno, mientras el tercer parámetro  $\delta$  es muy bajo y casi insensible al mismo. Lo cual indicaría que en los rayos prácticamente verticales (ángulos pequeños) (Rüger, 1997) la variación en el contenido de querógeno no afecta de forma significativa la anisotropía del medio.

De acuerdo a los parámetros de Thomsen reportados por Vernik y Nur (1992) y otros autores, se concluye que BA sobrestima el grado de anisotropía, siendo más razonables las estimaciones obtenidas a partir del modelo de CS. Tomando en cuenta que las fracciones de querógeno mencionadas por Vernik y Nur (1992) para la formación Bakken se encuentran dentro de los rangos de 12 a 44.5%, de la Figura 7.2.1 se puede deducir que para K mayores a aprox. 15% para el modelo de CS y aprox. 5% para el modelo de BA, la formulación de anisotropía débil debe usarse con cuidado.

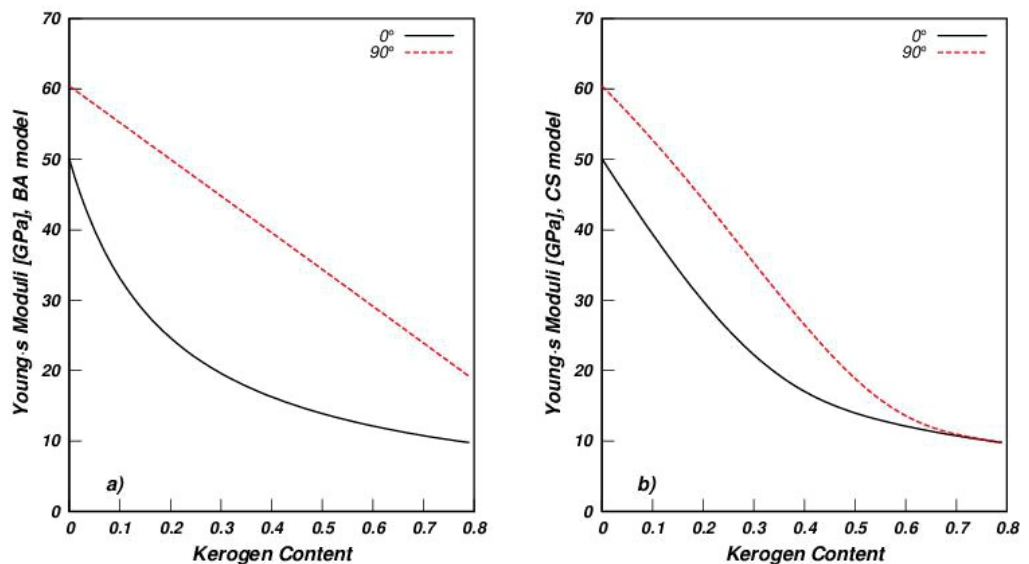


Figura: 7.3.1 Módulos de Young aparentes en función del contenido de querógeno para la formación Bakken utilizando los modelos a) BA y b) CS

### 7.3 Módulo de Young, razón de Poisson y los coeficientes combinados.

Como es sabido, la producción de petróleo y gas de lutitas, suele requerir el uso de técnicas especiales como el fracturamiento hidráulico que involucra un mecanismo de ruptura extensional, practicable con éxito sólo cuando la roca tiene ciertas condiciones de fragilidad. En la práctica esto suele caracterizarse a través de los módulos de Young, razón de Poisson y otros atributos derivables de la respuesta sísmica. El criterio que generalmente se adopta es que a mayor módulo de Young y menor razón de Poisson, la roca será más frágil y ayudará a mantener las fracturas luego del fracturamiento (Yenugu y Han, 2013 y Holden et al., 2013).

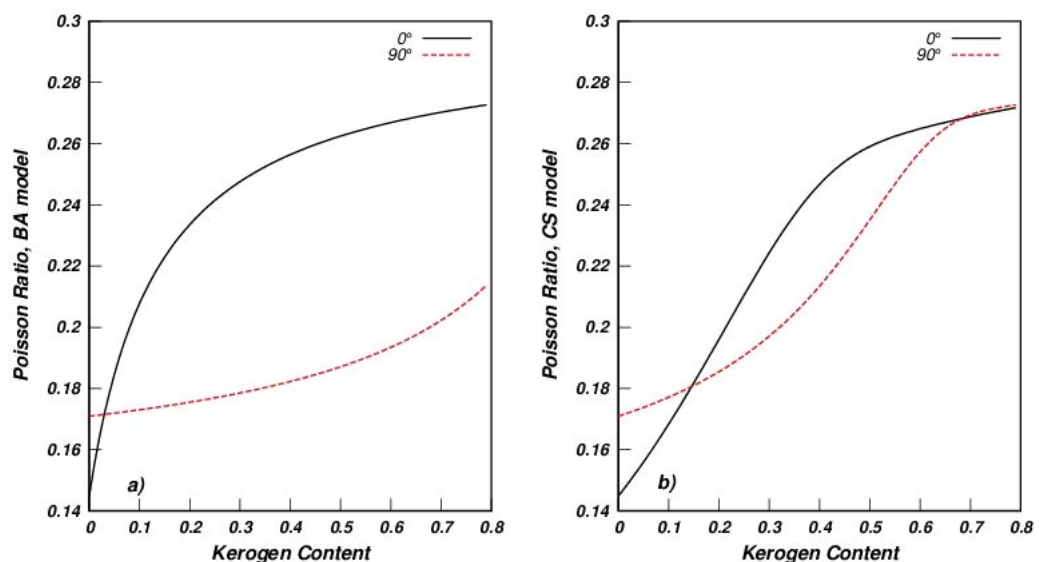


Figura: 7.3.2 Módulos de Poisson aparentes en función de contenido de querógeno para la formación Bakken utilizando los modelos a) BA y b) CS.

Distintos autores han observado que la fragilidad-ductilidad de estas rocas es muy sensible al contenido de querógeno y es un problema geomecánico de gran interés en este contexto. Con esta motivación vamos a utilizar los modelos en estudio para analizar el comportamiento de dichas magnitudes, utilizando tanto las relaciones isótropas clásicas como las anisótropas, según las direcciones paralela y normal a la estratificación (Thomsen, 2013,



Sayers 2013b).

En la Fig. 7.3.1 se graficaron los módulos aparentes de Young a  $0^\circ$  y  $90^\circ$  de incidencia, calculados con las Ecuaciones (3.5.1) y (3.5.3) respectivamente. Ambos modelos muestran claramente un rápido decaimiento de este coeficiente con el aumento de contenido de querógeno, siendo mas sensible la estimación dada por el modelo de CS. Esto implica el decrecimiento en la fragilidad de la roca, lo cual puede ser analizado a partir del comportamiento opuesto de la razón de Poisson, que se ilustra en la Fig. 7.3.2 a) y b) a través de los coeficientes  $\nu_0$  y  $\nu_{90}$  (Ecuaciones (3.5.2) y (3.5.4)). En un análisis integrado de las Figuras 7.3.1 y 7.3.2 se puede observar, de acuerdo a ambos modelos, que las lutitas ricas en materia orgánica son más frágiles en la dirección paralela a la estratificación que en la dirección normal a la misma. Estos resultados cuantitativos pueden ser útiles para diseñar el procedimiento de fracturación hidráulica.

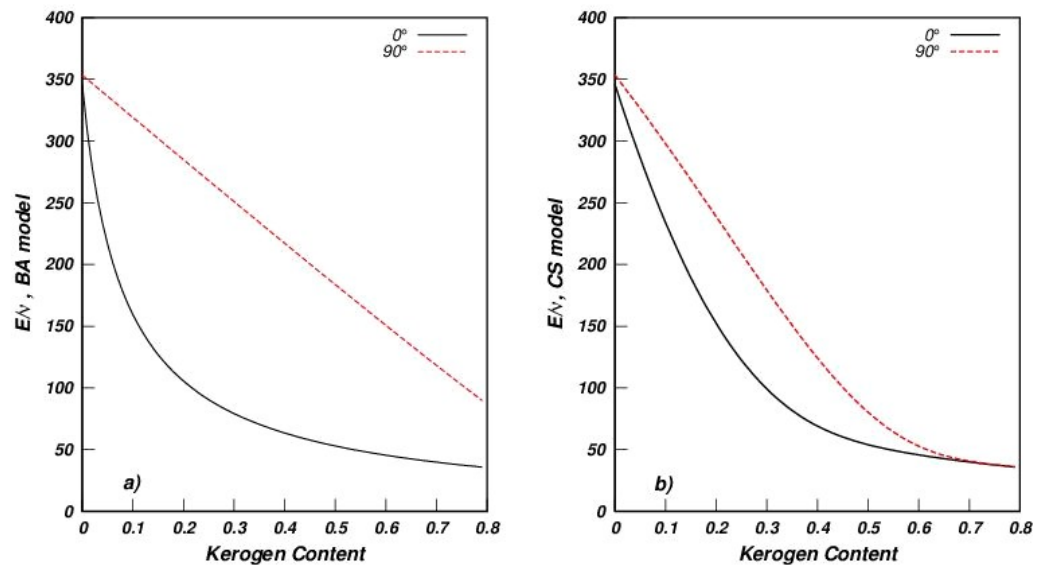


Figura: 7.3.3 Atributo  $E/\nu$  en función del contenido de querógeno para la formación Bakken utilizando los modelos a) BA y b) CS.

Teniendo en cuenta la importancia de la densidad como indicador de litología para una mejor detección de las zonas ricas en materia orgánica Sharma y Chopra (2012) propusieron un

atributo combinado, dado por el producto del módulo de Young y la densidad ( $E\rho$ ), basándose en la idea de que para una roca frágil ambos parámetros deberían ser altos. Con la misma idea, considerando los valores altos de  $E$  y los valores bajos de  $\nu$  en rocas frágiles, Yenugu y Han (2013) propusieron el atributo  $E/\nu$ .

Los atributos combinados  $E\rho$  y  $E/\nu$ , que se ilustran en las Figuras 7.3.3 a,b y 7.3.4 a,b muestran un rápido decrecimiento con el aumento en el contenido de querógeno, como esperable. A pesar de las diferentes escalas numéricas en el eje vertical, se puede comparar las pendientes en estas figuras, para verificar si las combinaciones mejoran la sensibilidad a la presencia de querógeno o no.

El análisis integrado nos permite observar que las estimaciones dadas por  $E\rho$  y  $E/\nu$  para BA (ver Figuras 7.3.3-a y 7.3.4-a), tienen la misma sensibilidad, mientras que para el modelo de CS (ver Figura. 7.3.3-b y 7.3.4-b) el atributo  $E/\nu$  decrece más rápidamente que  $E\rho$  para  $K < 0,3$  en la dirección normal a la estratificación.

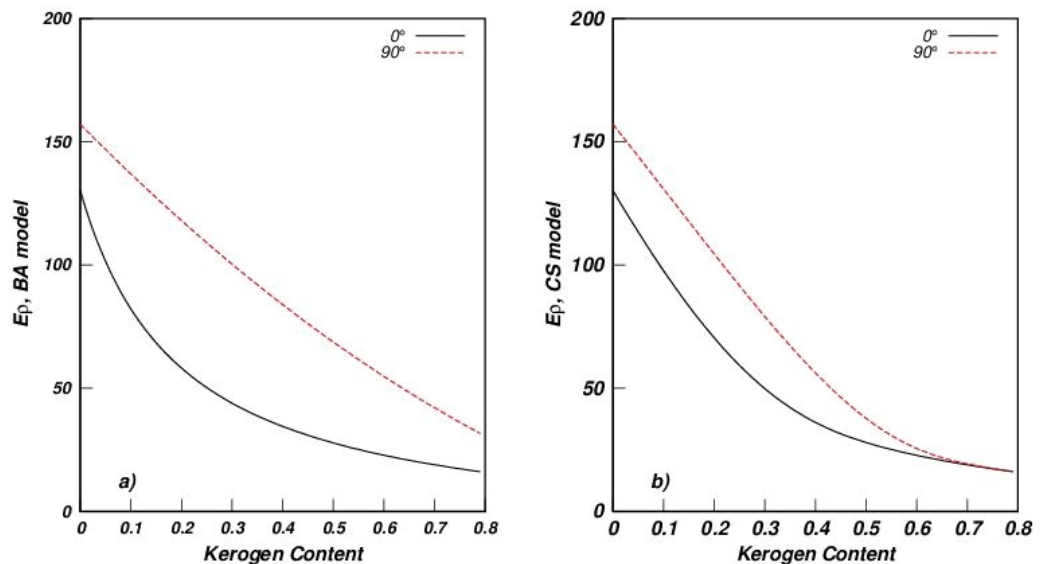


Figura: 7.3.4 Atributo  $E\rho$  en función de contenido de querógeno para la formación Bakken utilizando los modelos a) BA y b) CS.

En ambos modelos, el atributo  $E\rho$  (Figura 7.3.4 a) decrece

más rápidamente que  $E$  (Figura 7.3.1 a), sólo en dirección normal a la estratificación. Con lo cual, comparando  $E$  y  $E/v$  se observa el aumento en la sensibilidad sólo para el modelo de CS (ver Figuras 7.3.1-a y 7.3.3-a). Tomando en cuenta esto y el hecho de que el modelo de CS ajusta mejor las velocidades experimentales, la predicción resultante de este modelo aproxima mejor los datos observados en la realidad.

A partir del análisis previo, en base a los resultados obtenidos a partir del modelo de CS, a continuación analizamos las discrepancias producidas a la hora de utilizar los módulos aparentes ( $E_0, E_{90}, \nu_0$  y  $\nu_{90}$ ), mencionados en la sección 7.1, en lugar de los módulos anisótropos exactos (ver 3.5.3) y los propuestos por Thomsen (2013) (Ecuaciones (3.5.6), (3.5.7), (3.5.8) y (3.5.9)).

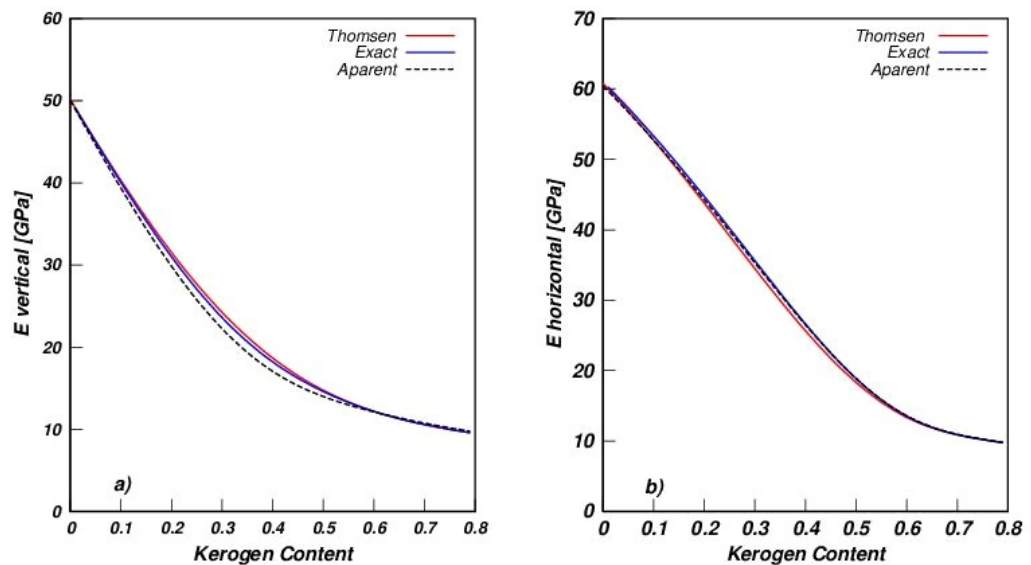


Figura: 7.3.5 Módulo de Young aparente, teórico y aproximación propuesta por Thomsen (2013) en función del contenido de querógeno, utilizando el modelo de CS. En direcciones a) normal y b) paralela a la estratificación.

Observando la Figura 7.3.5, podemos ver que no existen discrepancias significativas entre los módulos de Young calculados a partir de las distintas formulaciones. Presentando un mejor ajuste en el caso paralelo a la estratificación (Fig. 7.3.5 b), que en el caso normal a la estratificación (Fig. 7.3.5 a). En esta última, el módulo

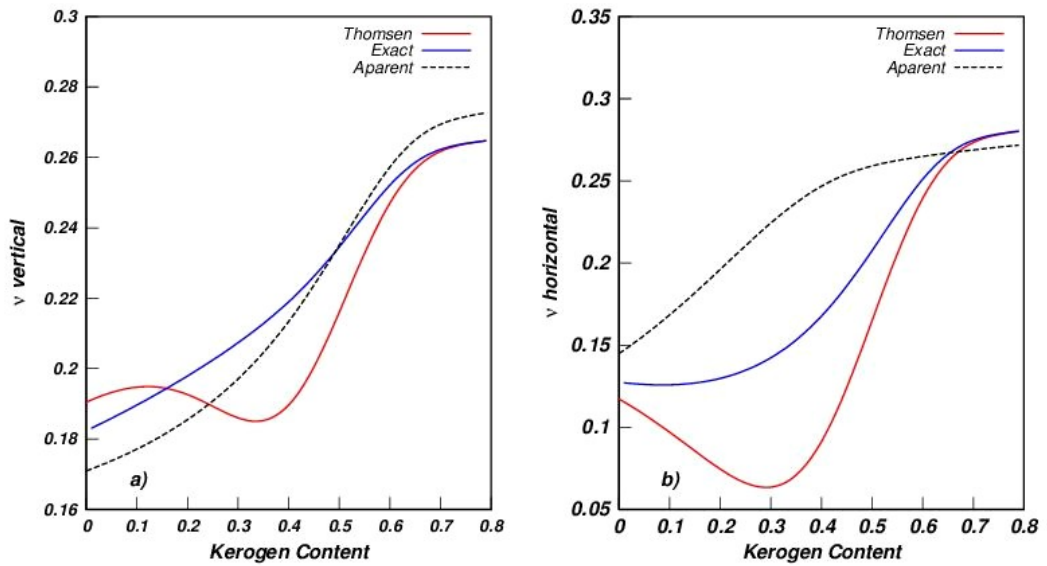


Figura: 7.3.6 Razón de Poisson aparente, teórica y propuesta por Thomsen (2013) en función del contenido de querógeno, utilizando el modelo de CS. En direcciones a) normal y b) paralela a la estratificación.

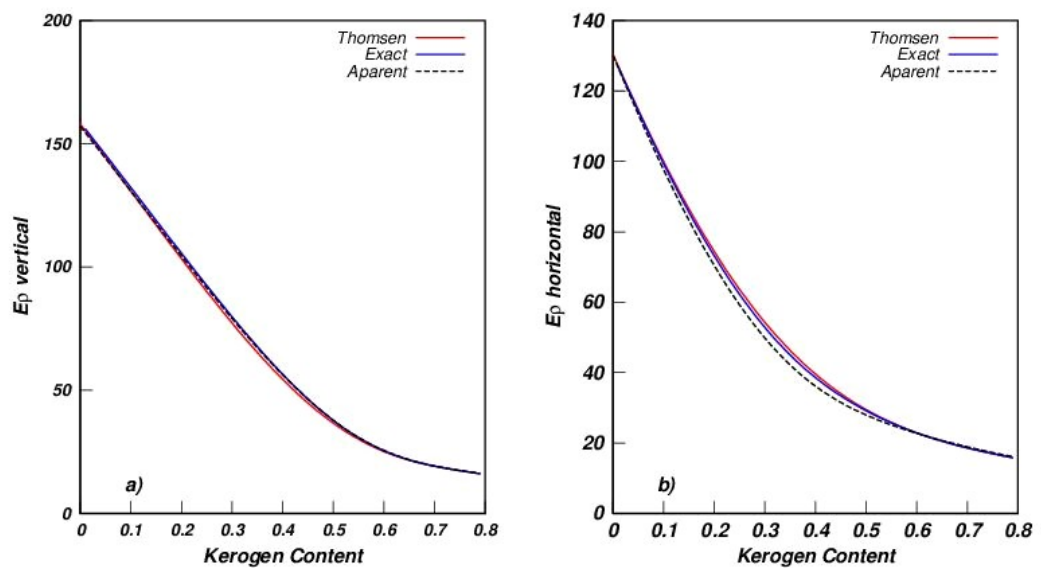


Figura: 7.3.7 Atributo combinado  $E_p$  utilizando módulos aparentes, teóricos y propuestos por Thomsen (2013), en función de contenido de querógeno, utilizando el modelo de CS. En direcciones a) normal y b) paralela a la estratificación.

de Young aparente subestima levemente los valores teóricos.

Cabe destacar el hecho de que el módulo de Young horizontal verdadero, obtenido a partir de la formulación de

Thomsen (2013), aproxima muy bien los valores teóricos verdaderos, con la ventaja de no requerir los módulos aparentes horizontales ( $E_{90}$  y  $\nu_{90}$ ) ni las velocidades paralelas a la estratificación  $V_p(90^\circ)$  y  $V_s(90^\circ)$ , siendo necesario conocer los parámetros de anisotropía del medio. Esto haría factible su aplicación en la industria.

En la Figura 7.3.6 se pueden observar los coeficientes de Poisson aparente, teórico y el propuesto por Thomsen (2013). En el caso paralelo a la estratificación (Fig. 7.3.6 b), se observa que la estimación aparente sobrestima tanto el valor teórico como el propuesto por Thomsen (2013) para casi todo el rango de K analizado. Mientras que en la dirección normal a la estratificación (Fig. 7.3.6 a), el coeficiente de Poisson aparente subestima los valores obtenidos a partir de la formulación teórica hasta K=50% aproximadamente, discrepando de las otras estimaciones prácticamente en todo el rango de K considerado. Por lo tanto, a diferencia del módulo de Young, no se logra un buen ajuste entre los valores teóricos y los valores aparentes, siendo peor para el caso horizontal.

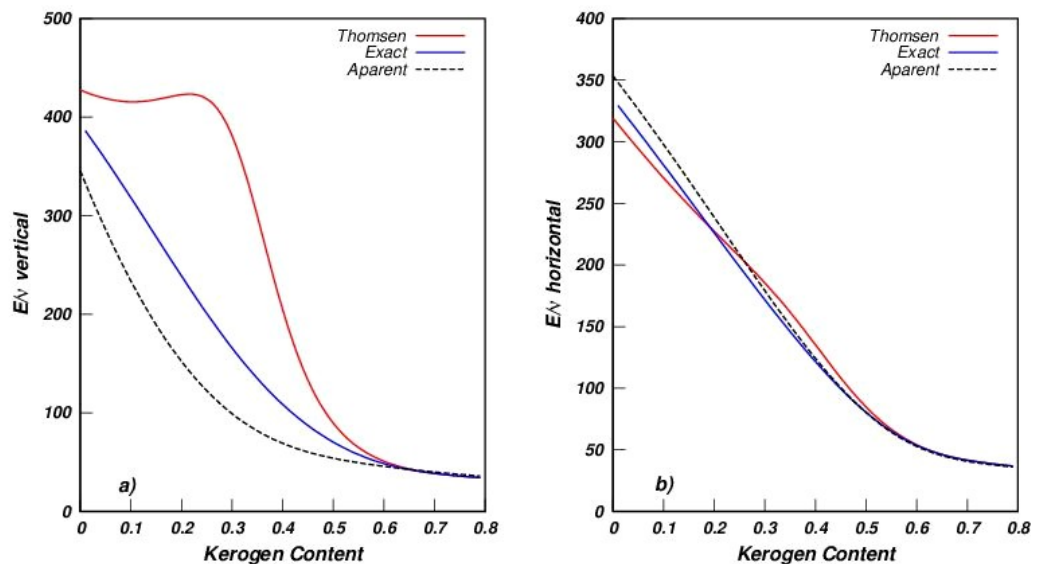


Figura: 7.3.8 Atributo combinado  $E/v$  utilizando módulos aparentes, teóricos y propuestos por Thomsen (2013), en función de contenido de querógeno, utilizando el modelo de CS. En direcciones a) normal y b) paralela a la estratificación.

Analizamos a continuación, en las Figs. 7.3.7 y 7.3.8, los

atributos combinados usando el modelo de CS y las diferentes aproximaciones para el módulo de Young. Se puede observar que los valores obtenidos a partir de los módulos aparentes aproximan satisfactoriamente a los teóricos en el caso del atributo  $E_p$ , especialmente para los módulos normales a la estratificación (verticales). Para el caso de atributo  $E/v$  no se ha obtenido un buen ajuste, siendo peor en el caso vertical, lo cual se debe a la falta de ajuste que ya fue analizada para el coeficiente de Poisson.

Como conclusión, a pesar de su mejor sensibilidad a la presencia de querógeno, puede no ser conveniente el uso del atributo  $E/v$  derivado de módulos aparentes normales, pudiendo conducir a resultados poco confiables.

#### 7.4 Velocidades anisótropas para saturación querógeno - petróleo.

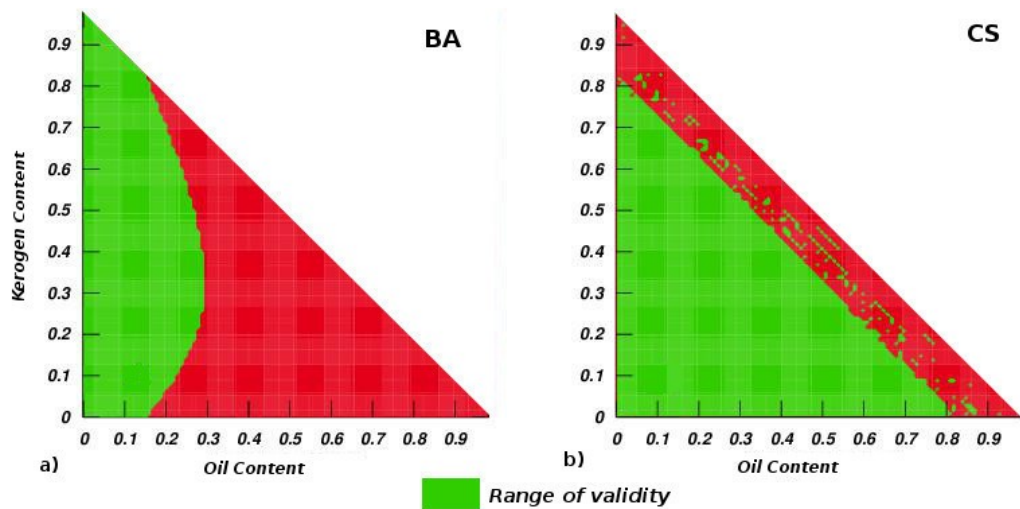


Figura: 7.4.1 Regiones de validez de los modelos a) BA y b) CS desde el punto de vista energético ( condiciones de la Ecuación 3.2.4).

Consideremos ahora la situación de una *lutita orgánica madura* en la cual el proceso de conversión querógeno-petróleo ha tenido lugar. Por lo tanto, además de querógeno tendremos en

cuenta la existencia de petróleo en el espacio poral y extenderemos parte del análisis previo (limitándolo a las velocidades compresionales), considerando como relleno poral la mezcla de querógeno y petróleo. Los coeficientes elásticos efectivos de este relleno poral son calculados utilizando BA, como se ilustró en el flujo de trabajo de la Figura 6.5.2.

Como en el análisis previo, los valores de contenido de petróleo O y de querógeno K en ambos ejes serán restringidos al rango de la validez de las condiciones físicas dadas por la Ecuación 3.2.4, como se ilustra en la Fig. 7.4.1. Además la figura es limitada al dominio en el cual la suma de las fracciones volumétricas satisface la restricción  $K+O+C=1$  (triángulo inferior). De esta figura se observa que el modelo BA es físicamente viable en una región muy inferior a la de CS, admitiendo éste último un rango de contenido de petróleo mucho mayor. Las zonas verdes en ambos gráficos son las que nos permitirán obtener coeficientes elásticos y velocidades significativas.

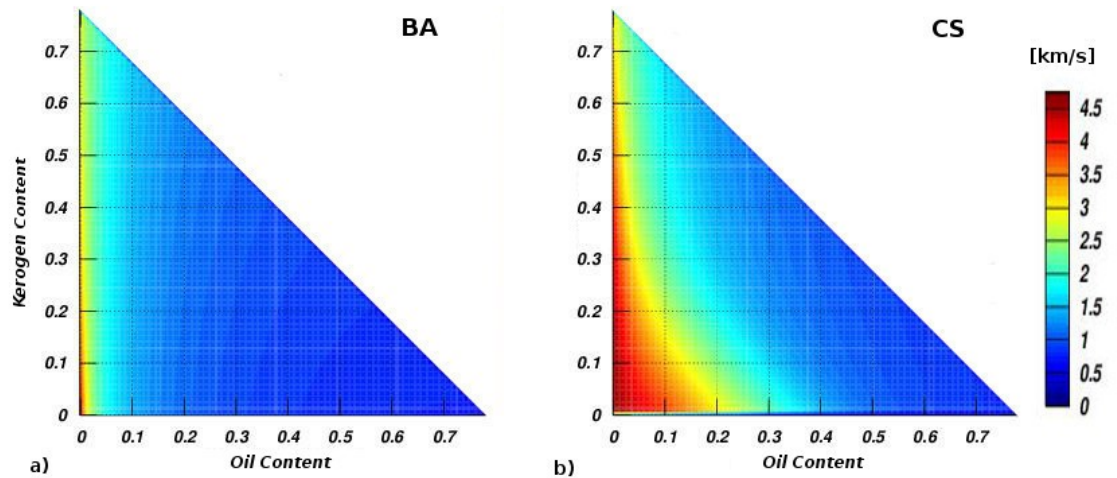


Figura: 7.4.2 Velocidades longitudinales normales a la estratificación en función de contenido de querógeno y petróleo, derivadas a partir de los modelos de a) BA y b) CS

En la Figuras 7.4.2 se grafican las velocidades  $q_P$ , normales a la estratificación versus el contenido de querógeno (K) y contenido de petróleo (O). Como se observa, el modelo de velocidad basado en la teoría de CS (ver Fig. 7.4.2 b) tiene un comportamiento más suave que el que resulta con el de BA, que muestra un decaimiento abrupto de la velocidad con el aumento en



el contenido de petróleo y menor sensibilidad al contenido de querógeno.

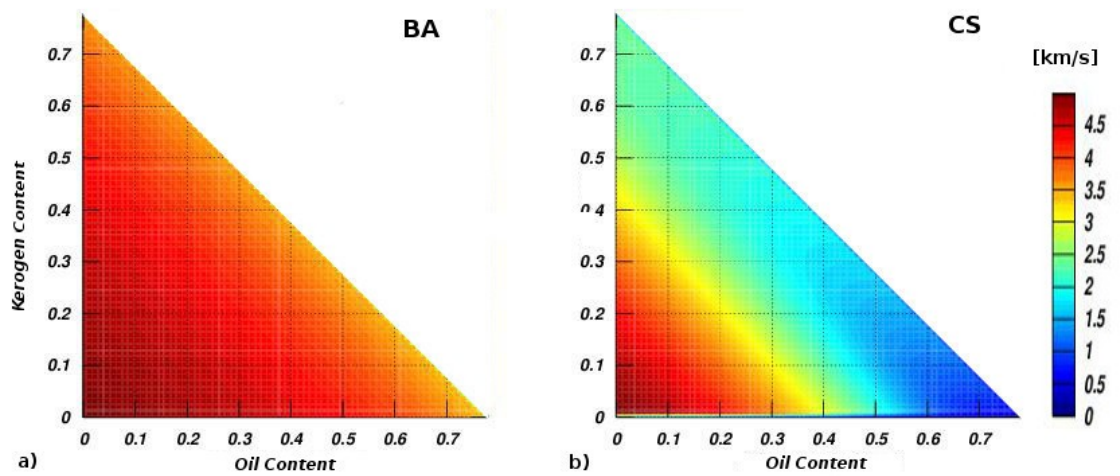


Figura: 7.4.3 Velocidades longitudinales paralelas a la estratificación en función del contenido de querógeno y de petróleo, derivadas a partir de los modelos de a) BA y b) CS

En la Figura 7.4.3 a)-b) se muestran las velocidades  $q_P$ , paralelas a la estratificación versus el contenido de querógeno (K) y contenido de petróleo (O). Del mismo modo, la velocidad basada en el modelo de CS (Fig. 7.4.3 b) demuestra mayor sensibilidad a la presencia tanto de querógeno, como de petróleo que la estimación de BA (Fig 7.4.3 a).

Si bien, hasta dentro de nuestro conocimiento, no existen datos experimentales para poder corroborar la validez de estos resultados, el comportamiento resultante en el modelo de CS parece ser mas razonable desde el punto de vista físico.

Cabe señalar que aunque en este caso de saturación parcial (por brevedad) limitamos el análisis sólo a las velocidades compresionales, estos modelos también podrían emplearse para estudiar el comportamiento de la velocidad de corte, módulos de Young, Poisson y demás atributos de interés.



## 7.5 Conclusiones.

Teniendo en cuenta la creciente necesidad de explorar y caracterizar rocas madre y recursos no convencionales de hidrocarburos, es muy importante contar con modelos efectivos de las lutitas orgánicas para adquirir un mejor conocimiento sobre el comportamiento de los parámetros asociados a este tipo de rocas. En esta Tesis se estudiaron diferentes enfoques y se implementaron dos flujos de trabajo usando herramientas de Física de Rocas, uno basados en la promediación de Backus (1962) (*modelo BA*) y el otro en la teoría de Ciz y Shapiro (2007) (*modelo CS*). Estos modelos representan adecuadamente los efectos de anisotropía observados en estos medios y permiten considerar diferentes tipos de relleno poral.

Dada la relevancia del contenido de querógeno (o equivalentemente del carbono orgánico total) en este tipo de rocas, utilizamos los modelos para calcular y analizar el comportamiento de las velocidades de las ondas sísmicas según la dirección, parámetros anisótropos de Thomsen y otro tipo de coeficientes, tales como módulo de Young, razón de Poisson y atributos combinados, para fracciones variables de querógeno. Algunos de estos coeficientes son muy útiles para la caracterización geomecánica de las lutitas orgánicas y para el diseño de los procedimientos de fracturación hidráulica. La sensibilidad al contenido de querógeno observada en diferentes atributos sugiere que sería posible estimar estos parámetros formulando y resolviendo problemas inversos asociados.

Los modelos fueron calibrados para las lutitas negras, ricas en materia orgánica de la formación Bakken (cuenca Williston, Estados Unidos). Los resultados obtenidos a partir de los dos modelos son consistentes, siendo el de CS en general más sensible al contenido de querógeno que el BA. Sin embargo, cabe aclarar que la complejidad algebraica de CS es mucho mayor, requiriendo además el modelado de las propiedades anisótropas de la matriz vacía.

Este tipo de análisis puede ser realizado para cualquier otra lutita negra, siempre y cuando se tenga suficiente información para

calibrar los modelos de forma apropiada. Además el modelo puede extenderse para incluir querógeno-petróleo-gas, o bien para tener en cuenta la composición multiminerálica de la fracción inorgánica de estas rocas.

Remarcamos la importancia del uso apropiado de las herramientas de Física de Rocas para relacionar las propiedades petrofísicas y elásticas de la formación con la sísmica, datos de pozo y de laboratorio. Estas herramientas pueden ser útiles para estimar propiedades relevantes para la caracterización de la formación.

Para terminar, cabe mencionar que parte de los resultados obtenidos y analizados en esta Tesis fueron resumidos y presentados en el X Encuentro Internacional E-ICES 10, International Center for Earth Sciences, Buenos Aires, 3 al 6 de Noviembre de 2014 . <http://www.cnea.gov.ar/cac/ices>, en el trabajo:

*Sensitivity study and comparative analysis of elastic properties and anisotropy coefficients in organic shales.* Oksana Bokhonok and Claudia L. Ravazzoli. En prensa.

# Apéndice

Hemos visto en el Capítulo 6 (Ec. 6.5.1) que el modelo de Ciz y Shapiro (2007) toma la forma:

$$\bar{S}_{ijkl} = S_{ijkl}^m - (S_{ijmn}^m - S_{ijmn}^s) [\phi (\mathbf{S}^{if} - \mathbf{S}^\phi) + \mathbf{S}^m - \mathbf{S}^s]_{mnpq}^{-1} (S_{qpkl}^m - S_{qpkl}^s)$$

Esta expresión es general y sirve para representar cualquier tipo de simetría. Dado que esta ecuación contiene el producto de tres tensores de cuarto orden, donde debe aplicarse la convención de suma sobre índices repetidos, a continuación vamos a escribirla en forma explícita y encontraremos la forma para el caso particular del medio VTI.

Con el fin de simplificar las cuentas, introducimos la siguiente notación:

$$B_{ijmn} = (S_{ijmn}^m - S_{ijmn}^s)$$

$$A_{mnpq} = [\phi (\mathbf{S}^{if} - \mathbf{S}^\phi) + \mathbf{S}^m - \mathbf{S}^s]_{mnpq}^{-1}$$

$$C_{qpkl} = (S_{qpkl}^m - S_{qpkl}^s)$$

Luego la Ecuación 6.5.1 queda de la forma:

$$\bar{S}_{ijkl} = S_{ijkl}^m - B_{ijmn} A_{mnpq} C_{qpkl} = S_{ijkl}^m - \sum_{m=1}^3 \sum_{n=1}^3 \sum_{q=1}^3 \sum_{p=1}^3 (B_{ijmn} A_{mnpq} C_{qpkl})$$

Luego, el desarrollo de la suma queda de la forma:

$$\sum_{m=1}^3 \sum_{n=1}^3 \sum_{q=1}^3 \sum_{p=1}^3 (B_{ijmn} A_{mnpq} C_{qpkl}) =$$

$$[(B_{ij11} A_{1111} C_{11kl}) + (B_{ij21} A_{2111} C_{11kl}) + (B_{ij31} A_{3111} C_{11kl})] +$$

$$[(B_{ij12} A_{1211} C_{11kl}) + (B_{ij22} A_{2211} C_{11kl}) + (B_{ij32} A_{3211} C_{11kl})] +$$

$$[(B_{ij13} A_{1311} C_{11kl}) + (B_{ij23} A_{2311} C_{11kl}) + (B_{ij33} A_{3311} C_{11kl})] +$$

$$\begin{aligned}
& [(B_{ij11} A_{1121} C_{21kl}) + (B_{ij21} A_{2121} C_{21kl}) + (B_{ij31} A_{3121} C_{21kl})] + \\
& [(B_{ij12} A_{1221} C_{21kl}) + (B_{ij22} A_{2221} C_{21kl}) + (B_{ij32} A_{3221} C_{21kl})] + \\
& [(B_{ij13} A_{1321} C_{21kl}) + (B_{ij23} A_{2321} C_{21kl}) + (B_{ij33} A_{3321} C_{21kl})] + \\
& [(B_{ij11} A_{1131} C_{31kl}) + (B_{ij21} A_{2131} C_{31kl}) + (B_{ij31} A_{3131} C_{31kl})] + \\
& [(B_{ij12} A_{1231} C_{31kl}) + (B_{ij22} A_{2231} C_{31kl}) + (B_{ij32} A_{3231} C_{31kl})] + \\
& [(B_{ij13} A_{1331} C_{31kl}) + (B_{ij23} A_{2331} C_{31kl}) + (B_{ij33} A_{3331} C_{31kl})] + \\
& [(B_{ij11} A_{1112} C_{12kl}) + (B_{ij21} A_{2112} C_{12kl}) + (B_{ij31} A_{3112} C_{12kl})] + \\
& [(B_{ij12} A_{1212} C_{12kl}) + (B_{ij22} A_{2212} C_{12kl}) + (B_{ij32} A_{3212} C_{12kl})] + \\
& [(B_{ij13} A_{1312} C_{12kl}) + (B_{ij23} A_{2312} C_{12kl}) + (B_{ij33} A_{3312} C_{12kl})] + \\
& [(B_{ij11} A_{1111} C_{11kl}) + (B_{ij21} A_{2111} C_{11kl}) + (B_{ij31} A_{3111} C_{11kl})] + \\
& [(B_{ij12} A_{1222} C_{22kl}) + (B_{ij22} A_{2222} C_{22kl}) + (B_{ij32} A_{3222} C_{22kl})] + \\
& [(B_{ij13} A_{1322} C_{22kl}) + (B_{ij23} A_{2322} C_{kl22}) + (B_{ij33} A_{3322} C_{22kl})] + \\
& [(B_{ij11} A_{1132} C_{32kl}) + (B_{ij21} A_{2132} C_{32kl}) + (B_{ij31} A_{3132} C_{32kl})] + \\
& [(B_{ij12} A_{1232} C_{32kl}) + (B_{ij22} A_{2232} C_{32kl}) + (B_{ij32} A_{3232} C_{32kl})] + \\
& [(B_{ij13} A_{1332} C_{32kl}) + (B_{ij23} A_{2332} C_{32kl}) + (B_{ij33} A_{3332} C_{32kl})] + \\
& [(B_{ij11} A_{1113} C_{13kl}) + (B_{ij21} A_{2113} C_{13kl}) + (B_{ij31} A_{3113} C_{13kl})] + \\
& [(B_{ij12} A_{1213} C_{13kl}) + (B_{ij22} A_{2213} C_{13kl}) + (B_{ij32} A_{3213} C_{13kl})] + \\
& [(B_{ij13} A_{1313} C_{13kl}) + (B_{ij23} A_{2313} C_{13kl}) + (B_{ij33} A_{3313} C_{13kl})] + \\
& [(B_{ij11} A_{1123} C_{23kl}) + (B_{ij21} A_{2123} C_{23kl}) + (B_{ij31} A_{3123} C_{23kl})] + \\
& [(B_{ij12} A_{1223} C_{23kl}) + (B_{ij22} A_{2223} C_{23kl}) + (B_{ij32} A_{3223} C_{23kl})] + \\
& [(B_{ij13} A_{1323} C_{23kl}) + (B_{ij23} A_{2323} C_{23kl}) + (B_{ij33} A_{3323} C_{23kl})] + \\
& [(B_{ij11} A_{1133} C_{33kl}) + (B_{ij21} A_{2133} C_{33kl}) + (B_{ij31} A_{3133} C_{33kl})] +
\end{aligned}$$

$$[(B_{ij12} A_{1233} C_{33kl}) + (B_{ij22} A_{2233} C_{33kl}) + (B_{ij32} A_{3233} C_{33kl})] +$$

$$[(B_{ij13} A_{1333} C_{33kl}) + (B_{ij23} A_{2333} C_{33kl}) + (B_{ij33} A_{3333} C_{33kl})]$$

A partir de la Ecuación 3.2.1 (matriz de coeficientes de rigidez elástica), usando la analogía que existe entre el tensor elástico de rigidez y el tensor de elasticidad, se puede observar que para la simetría de tipo VTI sólo tendremos 12 coeficientes no nulos. Tomando en cuenta esto y la simetría del tensor, simplificamos la expresión anterior que resulta:

$$\sum_{m=1}^3 \sum_{n=1}^3 \sum_{q=1}^3 \sum_{p=1}^3 (B_{ijmn} A_{mnpq} C_{pqkl}) =$$

$$(B_{ij11} A_{1111} C_{11kl} + B_{ij22} A_{2211} C_{11kl} + B_{ij33} A_{3311} C_{11kl}) +$$

$$4(B_{ij12} A_{1212} C_{12kl}) + 4(B_{ij13} A_{1313} C_{13kl}) + 4(B_{ij23} A_{2323} C_{23kl}) +$$

$$(B_{ij11} A_{1122} C_{22kl} + B_{ij22} A_{2222} C_{22kl} + B_{ij33} A_{3322} C_{22kl}) +$$

$$(B_{ij11} A_{1133} C_{33kl} + B_{ij22} A_{2233} C_{33kl} + B_{ij33} A_{3333} C_{33kl})$$

Al reemplazar las expresiones correspondientes a los tensores A, B y C y restando la suma que se obtiene a  $S_{ijkl}^m$  se obtiene la expresión para el modelo de Ciz y Shapiro (2007) para el caso particular de simetría tipo VTI que fue utilizada para los cálculos del Capítulo 7.

## Bibliografía

- Aki, K. and Richards, P., 2002, "Quantitative seismology." 2nd. Edn. University Science Books.
- Alexander, T., Baihly, J., Boyer, C., Clark, B., Waters, G., Jochen, V., Calvez, J., Lewis, R., Miller, C., Thaeler, J., Toelle, B., 2011, Revolución de gas de lutitas: Oilfield Review 23, No3.
- Allix, P., Burnham, A., Fowler, T., Herron, M., Kleinberg, R., Symington, B., 2010, Extracción de petróleo contenido en las lutitas: Oilfield Review 22, No4.
- Askenazi, A., Biscayart, P., Cáneva, M., Montenegro, S., Moreno, M., 2013, Analogía entre la Formación Vaca Muerta y Shale Gas/Oil Plays de EEUU: SPE International.
- Auld, B. A., 1973, "Acoustic fields and waves in solid." Vol. 1,A Wiley-Interscience publication.
- Avseth, P., Mukerji, T., Mavko, G., Dvorkin, J., 2010, Rock-physics diagnostics of depositional texture, diagenetic alterations, and reservoir heterogeneity in high-porosity siliciclastic sediments and rocks. A review of selected models and suggested work flows: Geophysics, vol. 75, No. 5; pp 75A31–75A47.
- Backus, G. E., 1962, Long wave elastic anisotropy produced by horizontal layering: Journal of Geophysical Research, 67 (11), 4427-4440.
- Berryman, J., 2004, Seismic Waves in Finely Layered VTI Media: Poroelasticity, Thomsen Parameters, and Fluid Effects on Shear Waves: UCRL-JRNL-202583.
- Bokhonok, O. and Ravazzoli, C., 2014, Sensitivity study and comparative analysis of elastic properties and anisotropy coefficients in organic shales: E-ICES 10, en prensa.
- Boyer, Ch., Clark, B., Jochen, V., Lewis, R., Miller, C., 2007, Producción de gas desde su origen: Oilfield Review.
- Brown, R. and Korringa, J., 1975, On the dependence of the elastic properties of a porous rock on the compressibility of the pore fluid: Geophysics, 40, 608–616.
- Carcione, J., Helle, H. and Avseth, P., 2011, Source-rock seismic-velocity models: Gassmann versus Backus: Geophysics, 76 (5), 1-9.
- Ciz, R. and Shapiro, S., 2007, Generalization of Gassmann

- equations for porous media saturated with a solid material: *Geophysics*, 72 (6), A75–A79.
- Duarte, O., 2010, *Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia*, 4ta edicion, Rio de Janeiro: SBGF
- Gassmann, F., 1951. Über die elastizität poröser medien. *Vier. der Natur. Gesellschaft Zürich*, 96, 1–23.
- Gaswirth, S. et al., 2013, Assessment of Undiscovered Oil Resources in the Bakken and Three Forks Formations, Williston Basin Province, Montana, North Dakota, and South Dakota: USGS, National Assessment of Oil and Gas Fact Sheet.
- Glaser, K., Miller, C., Johnson, G., Toelle, B., Kleinberg, R., Miller, P., Pennington, W., 2014, En busca del punto dulce: Calidad del yacimiento y calidad de la terminacion en las lutitas organicas: *Oilfield Review* 25, No4.
- Holden, T., Pendrel, J., Jenson, F. and Mesdag, P., 2013, Rock Properties for Success in Shales: Jason white papers, <http://www.jason.cgg.com>
- Hornby, B., Schwartz, L., Hudson, J., 1994, Anisotropic effective-medium modeling of the elastic properties of shales: *Geophysics*, Vol. 59, No.10, PP 1570-1583.
- Khadeeva, Y. and Vernik, L., 2014. Rock-physics model for unconventional shales: *The Leading Edge* 33 (3), 318-322.
- Krief, M., Garat, J., Stellingwerff, J. and Ventre, J., 1990. A petrophysical interpretation using the velocities of P and S waves (full-waveform sonic): *Log Analyst*, 31, November, 355–369.
- Mavko, G, Mukerji, T and Dvorkin, J., 2009. “The Rock Physics Handbook” 2nd Edn. Cambridge University Press, New York.
- Miller, D. E., Horne, S. A., Walsh, J., 2012, Precise inversion of logged slownesses for elastic parameters in a gas shale formation: *Geophysics*, Vol. 77, No. 4, PP B197-B206.
- Pollastro, R. M., Roberts, L and Cooket, T. A., 2010, Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the Williston Basin Province of North Dakota, Montana, and South Dakota, Chapter 5: U.S. Geological Survey Digital Data Series DDS–69–W.
- Qian, K., Zhang, F., Li, X. Y., Wang, Y., Liu, Y., 2014, A rock physics model for estimating elastic properties of organic shales: 76th EAGE Conference & Exhibition.
- Rasolofosaon, P., Zinszner, B., 2014, Petroacustics, a tool for applied seismics., Chapter 4, DOI : 10.2516/ifpen/2014002.c004.
- Rueda, J., Madero, H., Calderon, Z., Saavedra, N., Ojeda, G., Ortiz, A., Piedrahita, C., 2010, Metodología para determinar densidad

- de microfracturas en rocas, a partir de parámetros anisótricos. Una aproximación en núcleos sintéticos: Boletín de Geología, Vol. 32, N° 1.
- Rüger, A., 1997. P-wave reflection coefficients for transversely isotropic models with vertical and horizontal axis of symmetry, *Geophysics*, 62 (3), 713–722.
- Sayers, C., 2013a, The effect of kerogen on the elastic anisotropy of organic-rich shales, *Geophysics*, Vol 78, Nro 2, pp 65-74.
- Sayers, C., 2013b, The effect of anisotropy on the Young's and Poisson's ratios of shales: *Geophysical Prospecting*, 61, 416-426
- Sharma, R. and Chopra, S., 2012. New attribute for determination of lithology and brittleness: SEG Las Vegas 2012 Annual Meeting, Expanded Abstracts, 1389-1394.
- Thomsen, L., 1986, Weak elastic anisotropy: *Geophysics*, 51 (10), 1954-1966.
- Thomsen, L., 2002, Understanding Seismic Anisotropy in Exploration and Exploitation: SEG DISC, No 5.
- Thomsen, L., 2013, On the use of isotropic parameters  $\lambda$ ,  $E$ ,  $\nu$ ,  $K$  to understand anisotropic shale behavior: SEG Houston 2013 Annual Meeting, Expanded Abstracts, 320-324.
- Vernik, L. and Nur, A., 1992. Ultrasonic velocity and anisotropy of hydro-carbon source rocks: *Geophysics*, 57, 727–735.
- Vernik, L. and Landis C., 1996, Elastic anisotropy of source rocks: Implications for hydrocarbon generation and primary migration: *AAPG Bulletin*, 80, PP 531–544
- Vernik, L. and Liu, X., 1997, Velocity anisotropy in shales: a petrophysical study: *Geophysics*, 62 (2), 521–532.
- Vernik, L. and Milovac, J., 2011, Rock physics of organic shales: *The Leading Edge* **30** (3), 318-323.
- Winterstein, D.F., 1990, Velocity anisotropy terminology for geophysicists: *Geophysics*, 55, N8, pp 1070-1088.
- Wu, X., Chapman, M., Li, X. Y., Dai, H., 2012, Anisotropic elastic modelling for organic shales, 74 th EAGE Conference & Exhibition.
- Yenugu, M. and Han, D., 2013, Seismic characterization of kerogen maturity: An example from Bakken shale, SEG Houston: 2013 Annual Meeting, Expanded Abstracts, 2773- 2777.